

Zeitschrift:	Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber:	Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band:	98 (2005)
Heft:	2
Artikel:	La Formation des Sables Fauves : dynamique sédimentaire au Miocène moyen et évolution morpho-structurale de l'Aquitaine (SW France) durant le Néogène
Autor:	Gardère, Philippe
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-169171

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 20.02.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

La Formation des Sables Fauves: dynamique sédimentaire au Miocène moyen et évolution morpho-structurale de l’Aquitaine (SW France) durant le Néogène

PHILIPPE GARDÈRE

Mots clés: Stratigraphie, foraminifères planctoniques, paléogéographie, tectonique, diapirisme, dynamique sédimentaire, Sables Fauves, Miocène moyen, Bassin d’Aquitaine (SW France)

Key words: Stratigraphy, planktonic foraminifera, paleogeography, tectonics, diapirism, sedimentary dynamics, Sables Fauves, Middle Miocene, Aquitaine (S W France)

RESUME

Dans la partie centrale de l’Aquitaine, les dépôts marins du Miocène moyen correspondent à des sables et des grès calcaires, témoins d’environnements très littoraux et regroupés sous le terme de *Formation des Sables Fauves*. L’étude des *Sables Fauves* révèle deux unités de dépôt aux lithofaciès proches. Le *Membre de Peyrecrechen* (Langhien), daté par *Praeorbulina glomerosa*, représente une séquence de dépôt de troisième ordre (cycle Bur5/Lan1). Le *Membre de Matilon* (Serravallien), daté par le groupe *Orbulina*, illustre le cycle suivant (Lan2/Ser1). Les conditions climatiques sont de type subtropical, ayant connu une dégradation par rapport au Miocène inférieur. Une activité orogénique se manifeste durant le Miocène moyen; la déformation est reliée à la reprise de l’halocinèse dans le sud de l’Aquitaine. La propagation des contraintes entraîne la réactivation de grandes structures anticlinales ainsi que la mise en place de dômes sédimentaires formés par les mouvements halocinétiques. Durant le Langhien, la mer occupe l’ensemble du domaine centre-aquitain; au Serravallien, le domaine marin est restreint aux secteurs les plus occidentaux de la région. Du sud vers le nord, l’unité serravallienne s’emboîte progressivement dans l’unité langhienne et dans le substratum. La chute du niveau marin relatif au passage Langhien / Serravallien entraîne une importante érosion (limite de séquence de type 1 sensu Vail), puis sa remontée commande l’encaissement du *Membre de Matilon* dans la partie septentrionale. L’utilisation des *Sables Fauves* comme marqueur du Miocène moyen permet de révéler plusieurs phases de déformation durant le Néogène et d’identifier les structures tectoniques impliquées.

ABSTRACT

The middle Miocene marks the last important transgression of the Atlantic Ocean in Aquitaine. The extent of this event is recorded by the occurrence of marine deposits, thus forming the so-called “Lectoure Gulf”. In the easternmost part, the deposits consist of yellow or orange sands and calcareous sandstones, sometimes with abundant macrofauna, known as “Formation des Sables Fauves”. They represent very coastal environments, in which microfauna is seldom, which in turn makes difficult getting precise datings. Recent works show that the *Sables Fauves* are heterochronous. A main objective is to

differentiate deposits from Langhian and from Serravallian, and to study the recognition and the definition of their placing. The studied area, in the middle of the Aquitaine basin, covers the Gers, Landes, and Lot-et-Garonne districts; it corresponds to the easternmost record of *Sables Fauves*. Our study reveals two sedimentary units, with close lithofacies: the *Peyrecrechen Member* (Langhian), and the *Matilon Member* (Serravallian). The former, biostratigraphically dated with *Praeorbulina glomerosa*, represents a transgressive and a highstand system tracts from a third order depositional sequence recognized as Bur 5/Lan 1 cycle. The latter, biostratigraphically dated with *Orbulina* group, mainly represents the transgressive and highstand system tracts from the following sequence, known as Lan 2/Ser 1 cycle. In the northern part of the studied area, the land mammal fossil record indicates that the upper part of Serravallian deposits are younger and could correspond to cycles between Ser2 and Ser4/Tor1. Climatic conditions appear relatively steady during the middle Miocene and seem to be subtropical, though cooler than the early Miocene climatic climax.

Contemporary orogenic activity implies distensive movements in structures related to the “Flexure Celtaquitaïne”. This flexuration involves both a relative falling of the southern part of the basin of up to 30 m and the superposition of *Peyrecrechen* and *Matilon* Members. This may be linked to a new halokinetic activity in south Aquitaine. The propagation of the deformation due to rifting in the Lion Gulf during the middle Miocene involves a reactivation of main anticline structures and the subsequent formation of small sedimentary domes. During the Langhian, the sea invades widely to the east, forming the “Lectoure Gulf”. Later, the Serravallian transgression takes place only on the western part, leading to a southern little gulf (the “Nogaro Gulf”) while embanked deposits in valley fillings are the only indicators of this transgression in the Northern part of the area. Marine deposits are in normal stratigraphic succession in the South (Nogaro) whereas Serravallian deposits appear to be embanked in the North (Gabarret). From North to South, the Serravallian unit is progressively embanked in the Langhian unit and even in the early Miocene continental substratum. Geometry is mainly controlled by eustacy and tectonics. Eustatic changes involve two identified cycles. The relative sea level falls (ca. 35 m) at the latest Langhian-earliest Serravallian, while a new rising (ca. 20 m) induces the embankment of the *Matilon Member* in the Northern zone. Using the *Sables Fauves* as markers of the middle Miocene allow i) to distinguish different tectonic events and ii) to identify the concerned structures.

Laboratoire des Mécanismes de Transfert en Géologie – IST, 14 Av. E. Belin, F-31400 Toulouse, France. E-mail: ph.gardere@worldonline.fr

Introduction

La Formation des Sables Fauves

Le Miocène moyen marin est largement représenté en Aquitaine par des dépôts fossilifères témoignant pour la plupart d'environnements peu profonds, comme à Manciet (Gers) pour le Langhien ou à Saucats-Lassime et Salles (Gironde) pour le Serravallien (fig. 1). Dans la partie centrale du bassin, le faciès caractéristique correspond à la *Formation des Sables Fauves*, se présentant sous la forme de grès grossiers à stratifications obliques, jaunes à roux, riches en débris bioclastiques et dont l'induration est très variable. La microfaune, très largement dominée par les formes benthiques, est souvent mal conservée du fait des phénomènes de dissolution affectant de nombreux affleurements. Des niveaux fossilifères tels que les «Faluns de Roquefort» ou «de Manciet» y sont rattachés. Cette formation a été récemment érigée en unité lithostratigraphique formelle, avec deux coupes de référence situées dans les carrières du Houga et de Bougue (Dubreuilh et al. 1995). Les dépôts affleurent de façon discontinue de la Chalosse aux environs de Lectoure (Gers) (fig. 2) mais ils sont connus par des forages plus au nord et à l'ouest, comme dans les environs de Labouheyre. Leur épaisseur dépasse rarement 20 mètres et se réduit le plus souvent à quelques mètres. La formation marine des *Sables Fauves* doit être distinguée du faciès «sables fauves», fréquent en Chalosse, constituant un groupe hétérogène de sédiments plus récents ayant pour principales caractéristiques une origine fluviatile et une coloration ocre (Crouzel 1957; Capdeville 1991).

Cadre stratigraphique

Sur la plus grande partie de la région étudiée, le substratum du Miocène moyen correspond à la *Trilogie Agenaise*. Cette unité est constituée par deux couches de calcaires lacustres (calcaire blanc et calcaire gris de l'Agenais) séparées par un ensemble argilo-sableux (marnes à *Ostrea aginensis*). En direction de l'ouest, les différents niveaux sont remplacés par un dépôt molassique; au sud, ils s'enfoncent sous les *Molasses de l'Armagnac* et se retrouvent à l'affleurement dans le secteur d'Auch. La *Trilogie Agenaise* est diachrone, elle date de l'Aquitainien à l'ouest et du Burdigalien à l'est (Ringeaude 1978; Hugueney & Ringeaude 1990; Duranthon & Tassy 1994). En Aquitaine méridionale, le Miocène continental affleure principalement dans le département du Gers et s'étend au nord vers le Lot-et-Garonne et les Landes, à l'est vers la Haute-Garonne et au sud vers les Hautes-Pyrénées. Constituée de matériel détritique d'origine pyrénéenne, cette série stratigraphique est définie à partir des travaux de Crouzel (1957). Elle se compose d'un ensemble de dépôts fluvio-lacustres, baptisés *Molasses de l'Armagnac*, découpé en «séquences sédimentologiques». Chaque «séquence» est constituée par un horizon calcaire, représentant une phase de sédimentation plus calme, surmonté de molasses ou de sables. Elle porte le nom de la couche de calcaire

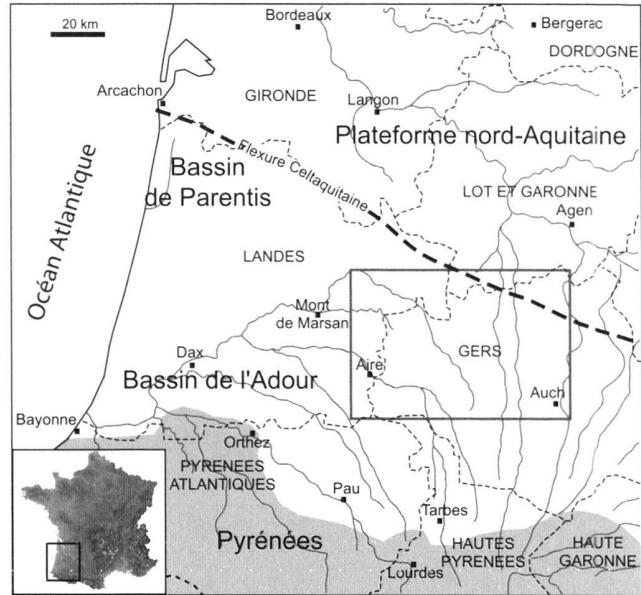


Fig. 1. Cadre régional du secteur d'étude. Le domaine centre-aquitain se situe en bordure de la Flexure Celtaquitaire, accident majeur marquant la limite d'extension septentrionale des séries évaporitiques du Trias.

Fig. 1. Regional setting of study area. The central Aquitaine is placed on the southern border of the Flexure Celtaquitaire, a major accident featuring the northern boundary of Triassic evaporitic deposits.

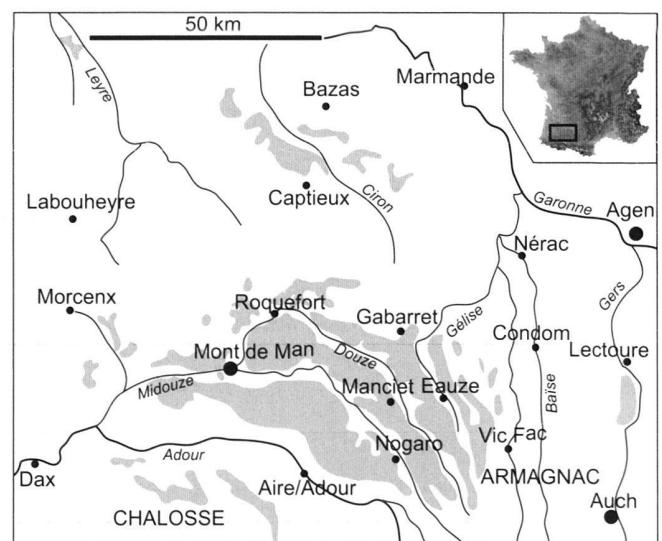


Fig. 2. Principaux affleurements marins du Miocène moyen en Aquitaine centrale.

Fig. 2. Location of middle Miocene marine outcrops in Aquitaine.

qui lui est rapportée et chacune est associée à un gisement paléontologique repère, situé la plupart du temps dans la partie supérieure. Vers le sommet de la série, le terme calcaire peut être absent. Le découpage aboutit à l'identification de 12 horizons calcaires et 17 séquences distinctes. Cette succession idéa-

le est compliquée par d'importantes variations d'épaisseur, pouvant conduire à la disparition de certains niveaux, et par le passage à des faciès latéraux différents. De plus, les séquences, telles qu'elles sont définies, ne sont pas isochrones (Crouzel et al. 1988; Ginsburg & Bulot 2000); elles permettent néanmoins de séparer de façon claire les différents horizons à l'échelle du département (Antoine et al. 1997). La *Formation des Sables Fauves* repose le plus souvent en discordance régionale sur les molasses continentales du Miocène (*Trilogie Agenaise* et niveaux 1 à 7 des *Molasses de l'Armagnac*). Le substratum peut également être constitué de terrains mésozoïques dans certains secteurs très structurés, comme les anticlinaux de Roquefort et de Créon-d'Armagnac. Les *Sables Fauves* marquent la dernière transgression majeure de l'Océan Atlantique en Aquitaine. À ces niveaux marins succèdent en conformité apparente les niveaux continentaux postérieurs (niveaux 8 à 17 des *Molasses de l'Armagnac*) puis la *Formation des Glaises Bigarrées* attribuée au Messinien (Dubreuilh et al. 1995). Ils peuvent également être recouverts en discordance par des formations détritiques plus récentes, principalement pliocènes.

Travaux antérieurs

A. Age de la Formation

Les *Sables Fauves* ont été placés dans l'Helvétien depuis leur définition par Jacquot (1870). La plupart des travaux récents ont porté sur la distinction possible de sous-unités au sein de cette formation. Crouzel (1957, 1989) distingue deux faciès: le premier correspond au «Falun de Manciet» datant de l'Helvétien inférieur, le second correspond aux ensembles supérieurs (faciès *Sables Fauves s.s.*), moins fossilifères et souvent meubles, qu'il rapporte au Tortonien sur la base d'observations effectuées dans la région de Manciet (SW de Nogaro). Dans ce secteur, des marnes continentales séparent les deux unités marines et sont ravinées par la base des *Sables Fauves s.s.*. Selon Crouzel (1957, 1989), la sédimentation continentale a été continue dans le Bassin d'Aquitaine jusqu'au Tortonien inférieur; les *Sables Fauves* qui ravinent la série continentale sont donc nécessairement postérieurs à cette époque. Ginsburg (1967) révise les faunes de mammifères anciennement récoltées dans le secteur de Sos et Rimbez (à proximité de Gabarret). Il prend pour principe que les ossements proviennent tous des carrières de Matilon et Lapeyrie, admet le synchronisme des *Sables Fauves* dans les différents affleurements et propose un âge helvétien inférieur, antérieur au niveau de Sansan. Il constate par ailleurs que les dépôts de Matilon se situent au pied d'une falaise taillée dans la molasse continentale du Burdigalien. Magné et al. (1985) proposent pour l'ensemble des *Sables Fauves* et le site de Sansan un âge correspondant au Langhien inférieur, mettant en avant la présence de *Praeorbulina* dans plusieurs coupes gersoises. Ce raisonnement est étendu à l'ensemble de la région, en se fondant sur la présence de mammifères et un âge numérique de $16,0 \pm 0,3$ Ma obtenu par grade-datation de *Globigerinoides trilobus* (foraminifères

planctoniques). Aguilar & Michaux (1995) réfutent cet âge en s'appuyant sur l'étude des rongeurs. Ces auteurs placent les sables de la carrière de Matilon dans le Serravallien moyen ou supérieur. Par comparaison avec Sansan, ils proposent un âge d'environ 15 Ma. Cahuzac et al. (1995) puis Rey et al. (1997) distinguent deux phases transgressives au sein des *Sables Fauves*, respectivement datées du Langhien et du Serravallien et correspondant, dans le secteur de Manciet-Nogaro, aux faciès mis en évidence par Crouzel (1957). La *Formation des Sables Fauves* est alors scindée en deux sous-unités, les dépôts mis en place lors de la première transgression sont regroupés dans le *Membre de Peyrecrechen* alors que ceux datés du Serravallien sont rassemblés au sein du *Membre de Matilon*. (Rey et al. 1997; Gardère 2002).

B. Géométrie des dépôts et paléogéographie

D'une manière générale, la répartition en Aquitaine centrale des dépôts marins du Miocène moyen est stratigraphiquement non différenciée pour de nombreux auteurs (Pomerol 1973; Alvinerie et al. 1992; Cahuzac & Chaix 1993), l'ensemble des travaux mettant en évidence l'existence du Golfe de Lectoure. Lorsqu'il s'agit de distinguer le Langhien du Serravallien et de reconstituer l'extension des domaines marins correspondants, d'importantes divergences apparaissent. Un des premiers travaux situant l'ensemble des *Sables Fauves* dans le Langhien (Magné et al. 1985), le centre de l'Aquitaine apparaît alors recouvert par une mer exclusivement langhienne, correspondant à la définition du «Golfe de Lectoure» tel qu'il est évoqué par Répelin (1928). Cahuzac et al. (1995) puis Duranthon & Cahuzac (1997) notent que les dépôts serravalliens se trouvent en nette discordance au-dessus des dépôts langhiens dans la région de Nogaro. Dans ces conditions, la transgression serravallienne apparaît plus importante que la transgression langhienne; par extrapolation, les dépôts détritiques les plus orientaux sont placés dans le Serravallien. Les affleurements ne pouvant être datés par leur contenu paléontologique le sont à partir de similitudes des faciès sédimentaires. Selon ces auteurs, le Langhien se caractérise par des niveaux de marnes coquillières et faluns sablo-marneux, à malacofaune abondante, diversifiée et en général bien conservée. Le Serravallien est considéré comme regroupant les faciès les plus détritiques (grès calcaires et sables fauves), pouvant admettre des passages de marnes lagunaires à *Crassostrea* et dont le contenu paléontologique est généralement mal conservé et peu diversifié. Sur la base de ces hypothèses, les auteurs proposent une transgression langhienne très limitée et une mer serravallienne pénétrant très profondément vers l'est, occupant la totalité du domaine centre-aquitain. Simultanément, Rey et al. (1997) mettent en évidence dans le secteur de Gabarret un encaissement du Serravallien dans le Langhien, plaident en faveur d'une première transgression de plus grande ampleur que la suivante. L'emboîtement des dépôts au nord relance la discussion de l'importance relative des deux phases transgressives et pose

Tab. I. Foraminifères planctoniques identifiés dans la *Formation des Sables Fauves*.

Tab. I. Planktonic foraminifera of the *Sables Fauves* Formation.

* : d'après Magné et al. 1985

S A N 3	LANGHIEN												SERRAVALLIEN													
	NORD						SUD						NORD						SUD							
	S A N 1 2	S A N 2	P E Y	L A S B A D I E S	M O N 2	J U 2	N U 3	C M 2	B O 1	B R 2	D U 2	D U F 3	S A U 1	P O U 1	M A U 1	M A T 4	P O N 2	C A 2	C A 3	C A 4	P I B 1	M O N 2	M O N 4	C A M 6	D U F 9	D U F 1 0
Globigerina praebulloides Blow	X	X	*	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Globigerina bulloides d'Orbigny			*		X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Globigerina falconensis Blow					X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Globigerina woodi Jenkins						X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Globigerina druryi Akers	X						X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Globigerina concinna Reuss	X							X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Globigerinoides gr. trilobus (Reuss)	X	X	*	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Praeorbulina glomerosa (Blow)	X	X	*	X	X	X	X	X	X	X	X	*	*	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Praeorbulina sicana De Stefani	X		X	*																						
Orbulina universa d'Orbigny																										
Orbulina suturalis Brönnimann																										
Globigerinella obesa (Bolli)	X					X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Neogloboquadrina siakensis (Le Roy)						X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Neogloboquadrina mayeri (Cush. & Elli.)	X					X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Neogloboquadrina continuosa (Blow)																										
Globorotalia praemenardii Cush. & St.																										
Globorotalia praescitula Blow	X																									
Globigerinita juvenilis (Bolli)	X			*																						
Turborotalita quinqueloba (Natland)																										
Globoquadrina globosa Bolli	X	X	*		X		X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Globoquadrina baroemoenensis (Le Roy)	X	X	*		X		X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Globoquadrina langhiana Cita & Gelati	X	X																								
Globoquadrina dehisces (Ch. P. & Col.)	X																									

la question de la différenciation des ensembles langhiens et serravalliens par les faciès sédimentaires. Dès lors, la révision du contenu paléontologique des *Sables Fauves* est relancée, remettant en cause l'âge des *Sables Fauves*, en particulier dans la partie orientale (Antoine et al. 1997; Rey et al. 1997; Ginsburg & Bulot 2000; Gardère 2002; Gardère et al. 2002).

Calage stratigraphique

Validité des méthodes de datation

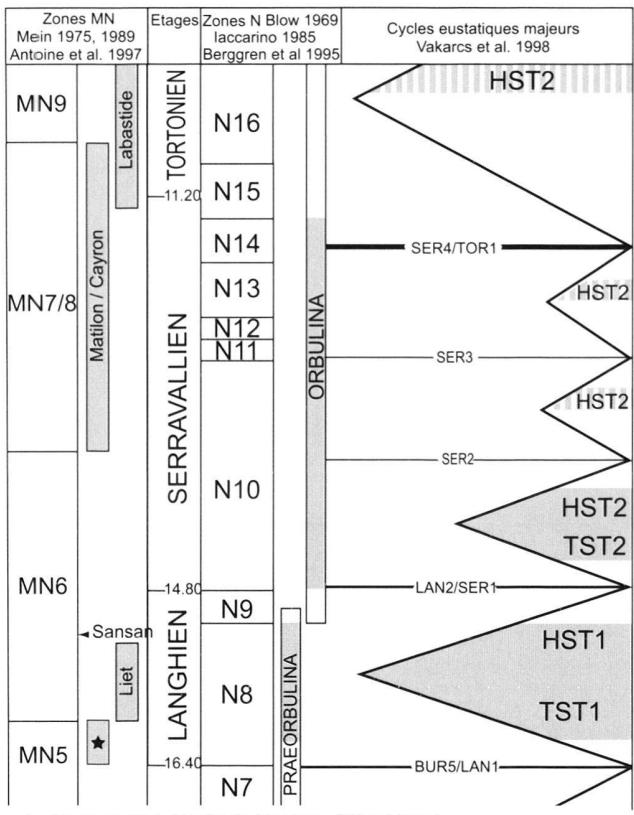
A. Rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

La datation des *Sables Fauves* nécessite dans un premier temps l'examen critique des méthodes pouvant être appliquées. L'utilisation du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en vue d'obtenir des âges numériques est discutable, du fait de la position des *Sables Fauves* sur la plate-forme interne. Dans de telles conditions, il apparaît que la concentration en Strontium des eaux est anormalement élevée par rapport à celle de l'océan global, à partir

de laquelle est construite la courbe de calibration utilisée dans l'estimation des âges. A cela s'ajoute la non-linéarité de la courbe isotopique du Strontium tout au long du Miocène moyen: les points sont très dispersés, ce qui rend les estimations de l'âge très délicates (Hodell et al. 1991; Hodell & Wooldruff 1994; Oslick et al. 1994). Les résultats obtenus à partir d'échantillons issus des *Sables Fauves* (Duranton & Cahuzac 1995; Cahuzac & Tassy 1999; Gardère 2002) confirment les limites de cette méthode, mettant en évidence de nombreuses incohérences: âges aberrants ou données contradictoires (âges significativement différents entre échantillons issus d'un même niveau ou en désaccord avec l'ensemble des données paléontologiques).

B. Grade-datation

Les mêmes problèmes apparaissent pour les âges obtenus par grade-datation sur *G. trilobus* (Magné et al. 1985). En effet, à partir du Miocène moyen, la vitesse d'évolution de cette lignée ralentit fortement et la méthode devient inopérante (Gourinard 1992). La comparaison avec la microfaune et les mammifères ultérieurement recueillis sur les affleurements de *Sables*



★ : Peyrecrechen, Moulin de Mestres, Pélat, Mouné

Fig. 3. Position chronostratigraphique de la *Formation des Sables Fauves*. Les zones en gris correspondant aux intervalles stratigraphiques identifiés dans les *Sables Fauves* aux moyens des mammifères (zones MN), des foraminifères planctoniques (zones N) – plus précisément *Praeorbulina* spp. et *Orbulina* spp. – et du découpage séquentiel (chartes eustatiques globales).

*Fig. 3. Chronostratigraphic position of the Sables Fauves Formation. Grey-colored zones correspond to stratigraphic intervals recognized in the Sables Fauves, by means of mammals (MN zones), planktic foraminifera (N zones) – especially *Praeorbulina* spp. and *Orbulina* spp. – and sequential stratigraphy (global eustacy charts).*

Fauves grade-datés met en évidence des contradictions, notamment à Matilon (Aguilar & Michaux 1995) et tend à privilégier les données issues de la biostratigraphie.

Marqueurs biostratigraphiques

Devant les contradictions soulevées par l'application des précédentes méthodes aux *Sables Fauves*, seules sont retenues les informations issues des marqueurs biostratigraphiques tels que mammifères et foraminifères planctoniques.

A. Foraminifères planctoniques

Bien que les foraminifères planctoniques soient rares, la proportion foraminifères planctoniques / benthiques étant généralement en dessous de 1%, ils s'avèrent être les marqueurs les

plus appropriés car ils représentent le groupe d'organismes planctoniques le plus abondant dans les *Sables Fauves*. L'analyse de 25 prélèvements ayant livré des foraminifères planctoniques (Gardère 2002) en association avec des travaux antérieurs (Magné et al. 1985) fait apparaître de façon claire l'importance des genres *Praeorbulina* et *Orbulina* (tabl. I).

Le groupe des *Praeorbulina*, notamment *P. sicana* et *P. glomerosa*, permet de situer les dépôts où ces espèces sont présentes dans les zones N8-N9 (Blow 1969), correspondant au Langhien. En outre, l'absence constante dans ces niveaux du groupe *Orbulina* laisse supposer que l'intervalle concerné correspond strictement à la zone N8 (fig. 3). A l'inverse, la présence de *O. suturalis* et *O. universa*, et l'absence constante de *Praeorbulina* dans les niveaux livrant *Orbulina*, permettent de situer les dépôts dans les zones N10 et suivantes (Serravallien). Par ailleurs, l'incertitude concernant la position stratigraphique des niveaux à *O. suturalis* (pouvant se situer dans la zone N9) est levée, puisqu'ils se corrèlent avec les ensembles supérieurs de la coupe de Monge, ayant livré *Globorotalia praemenardii*, marquant les zones N10-N14.

B. Mammifères continentaux

De nombreux affleurements ont livré des restes de mammifères continentaux en association avec des foraminifères planctoniques, comme Peyrecrechen (sommet MN5) pour le Langhien (Ginsburg 1967; Magné et al. 1985; Aguilar & Michaux 1995; Duranthon & Cahuzac 1997; Rey et al. 1997) ou Matilon (zone MN 7/8) pour le Serravallien (*ibid.*). Bien que ces fossiles puissent apporter des informations sur l'âge des dépôts (Mein 1975, 1989), les résultats obtenus avec les foraminifères planctoniques s'avèrent toujours plus précis. Par contre, au niveau des environnements les plus côtiers – généralement sur les sites les plus orientaux – la microfaune planctonique disparaît et les âges sont alors fournis exclusivement par les mammifères continentaux. Le site de Liet (Duranthon & Cahuzac 1997) est le gisement le plus oriental directement daté. L'étude des mammifères le place dans la partie inférieure de la zone MN6 (Ginsburg & Bulot 2000), avec un âge antérieur à celui du site de Sansan, lui-même estimé à 15,2 Ma (Sen & Ginsburg 2000). Cette position stratigraphique s'accorde tout à fait avec une attribution au Langhien. De même, la révision des mammifères des sites du Pélat, du Moulin de Mestres et de Mouné (Castelnau d'Arbieu) permet de les placer dans la zone MN5 (Antoine et al. 1997), ce qui date ces *Sables Fauves* marins de la première partie du Langhien. L'assemblage de mammifères découverts à Matilon et au Cayron peut être rattaché à la biozone MN7-8, d'après la présence de *Megacricetodon founasi* (Aguilar & Michaux 1995; Duranthon & Cahuzac 1997), ce qui correspond au Serravallien. De même, les *Sables Fauves* de Labastide d'Armagnac ayant livré *Deinothereium giganteum*, au moins la partie supérieure de cet affleurement peut être placée dans le Serravallien final, au niveau du sommet de la zone MN8 et de la zone MN9 (Duranthon & Cahuzac 1995).

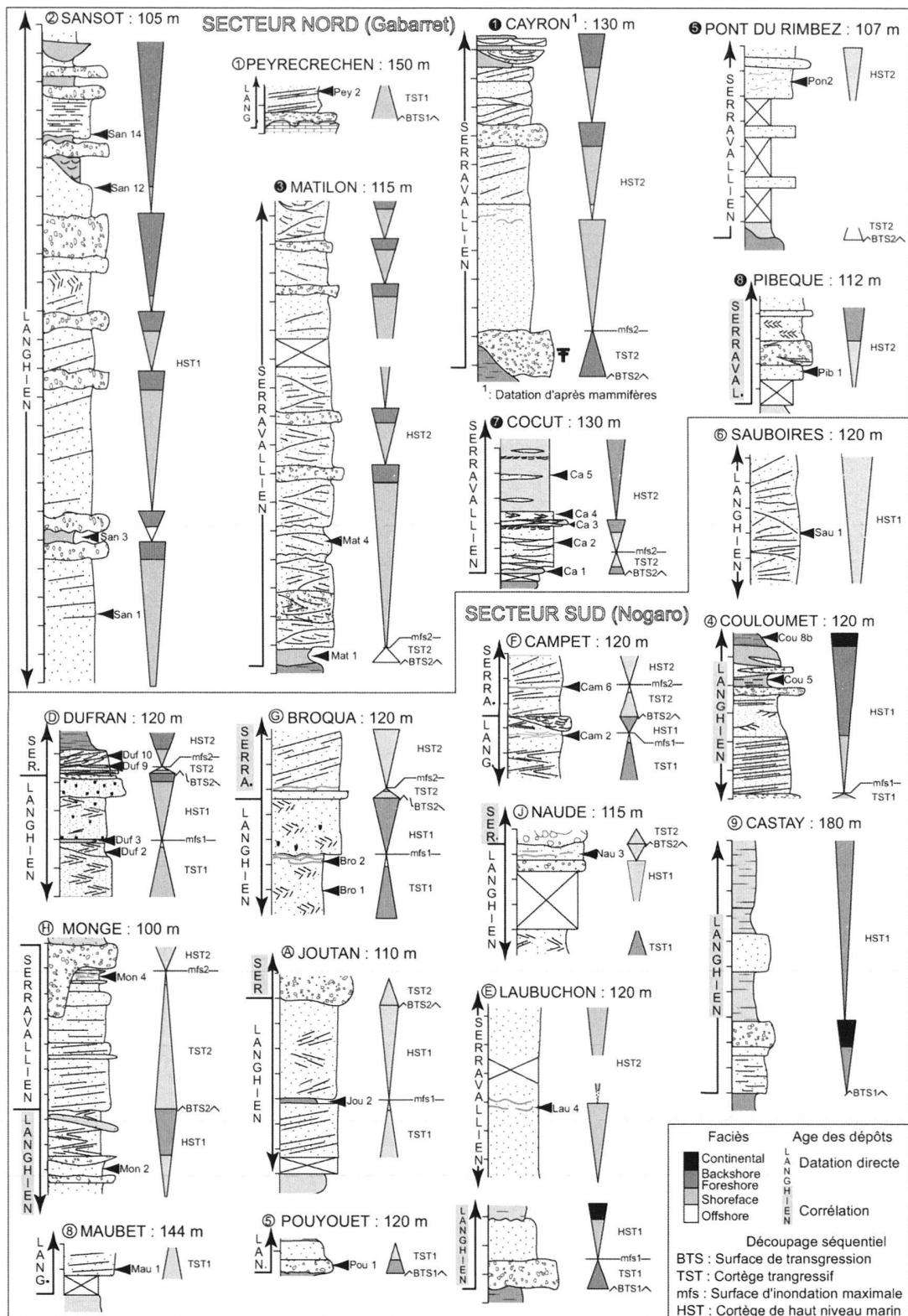


Fig. 4. Coupes de référence et découpage séquentiel des *Sables Fauves* dans le domaine centre-aquitain. Les numéros et les lettres en gras renvoient aux fig. 5 et 7.

Fig. 4. Reference sections and sequence interpretation of the *Sables Fauves* in central Aquitaine. Bold-faced numbers and letters refer to fig. 5 and 7.

Tab. II. Principes de datation et de corrélation des affleurements de *Sables Fauves* en Aquitaine centrale.

Tab. II. Principles of dating and correlation of Sables Fauves outcrops in the central part of Aquitaine.

	LA	SE		LA	SE
1 Peyrecrechen	FP Ma	ABS	A Joutan	FP	Co H
2 Sansot	FP	ABS	B Bougue	Co A	Co C
3 Tasque	Co 4	ABS	C Le Houga	Na *	Co E
4 Couloumet	Co 5	ABS	D Dufran	FP	FP
5 Pouyouet	FP	ABS	E Laubuchon	Co 5	FP
6 Saubiores	FP	ABS	F Campet	FP	FP
7 Jean Péré	Co 8	ABS	G Broqua	FP	Co D
8 Maubet	FP	ABS	H Monge	Co G	FP
9 Castay	Co 17	ABS	I Paillot	Co J	Co H
10 Cadignan	Co 17	ABS	J Naude	FP	Co H
11 Roques	Co 17	ABS	1 Cayron	ABS	Ma
12 La Brasserie	Co 13	ABS	2 Menjoy	ABS	Co 3
13 Lasbadies	FP	ABS	3 Matilon	ABS	FP Ma
14 Pélat	Ma	ABS	4 Lapeyrie	ABS	Co 5
15 Liet	Ma	ABS	5 Pont du Rimbez	ABS	FP
16 Courrelongue	Co 17	ABS	6 Labastide	?	Ma
17 Moulin de Mestres	Ma	ABS	7 Cocut	ABS	FP
18 Mouné	Ma	ABS	8 Pibèque	ABS	Co 7
19 Le Frêche	Co A	?			

Les n° en gras renvoient aux fig. 5 et 7

LA Langhien FP Données issues des foraminifères planctoniques
 SE Serravallien Ma Données issues des mammifères
 ABS Absence de dépôts Na Données issues des nanofossiles calcaires
 * D'après Cahuzac et al. 1995 Co Corrélation avec des dépôts directement datés

Attributions chronologiques indirectes par corrélation des dépôts

Les dépôts ne pouvant être directement datés par leur contenu paléontologique sont corrélés à des affleurements dont l'âge est connu. La corrélation se vérifie selon deux critères distincts. Le premier concerne les similitudes dans l'organisation séquentielle: le découpage des séries en séquences de dépôt permet de distinguer les éventuelles unités langhiennes et serravallienes au sein de chaque affleurement (fig. 4). Le second critère est lié à la topographie: les corrélations s'effectuent avec les gisements les plus proches possibles et en fonction du contexte topographique reconnu au niveau des dépôts datés. Le contact entre le substratum et les *Sables Fauves* est pris en compte (Gardère 2002). Ainsi, entre Eauze et Lectoure, les gisements datés du Langhien ne subsistent en général que sous la forme de placages résiduels (Maubet), en position de plateau et aux altitudes les plus élevées; le contact est assez régulier et suit une surface arasée. Au sud de Cazaubon, le Langhien apparaît au dessus d'une surface érosive régulière mais en position basse (Dufran, Broqua)-fond de vallon, pied de coteau. Le Serravallien repose dans cas en superposition stratigraphique normale, directement sur les *Sables Fauves* plus anciens (Dufran, Laubuchon). Au nord, entre Cazaubon et Sos, le Serravallien apparaît au contraire profondément encaissé dans le substratum régional, complètement dissocié du Langhien (Matilon), qui se trouve en position de plateau, aux altitudes les plus hautes (Peyrecrechen). L'ensemble des dépôts ne livrant aucun marqueur biostratigraphique est donc daté par corrélation en se voyant appliquer ces principes (tabl. II).

Corrélations eustatiques

Le découpage séquentiel de la *Formation des Sables Fauves* indique que seuls les cortèges transgressifs et de haut niveau marin apparaissent, du fait de la situation des dépôts sur la plate-forme interne (Gardère 2002). Les données paléontologiques indiquent que le *Membre de Peyrecrechen* correspond à une séquence de dépôt de troisième ordre, équivalente du cycle majeur Bur5/Lan1 (Vakarc et al. 1998), s'étendant sur tout le Langhien, entre -16,4 Ma et -14,8 Ma (fig. 3). Les dépôts du *Membre de Matilon* correspondent essentiellement au cycle suivant Lan2/Ser1, au début du Serravallien, entre -14,8 Ma et -13,6 Ma. La présence de *Deinotherium giganteum* à Labastide, repère des zones MN8-9 (Duranton & Cahuzac 1997), permettrait d'envisager un âge plus récent – correspondant à la fin du Serravallien – pour une partie du sommet du cortège de haut niveau marin. Ces sables auraient enregistré, de façon très discontinue, un ou plusieurs cycles ultérieurs compris entre Ser2 (-13,6 Ma / -12,7 Ma) et Ser4/Tor1 (-11,7 Ma / -9,2 Ma).

Spectre pollinique – Esquisse paléoenvironnementale de l'Aquitaine au Miocène moyen

Dans le cadre de cette étude, les résultats reposent sur l'analyse pollinique menée par J. Païs (UNL, Portugal; in Gardère 2002). Le contenu palynologique des *Sables Fauves* est généralement pauvre et peu diversifié (tabl. III). Les résultats les plus significatifs proviennent de niveaux marneux, plus favorables à la conservation des palynomorphes et de nombreux échantillons se sont avérés absolument stériles. Malgré cela, ces résultats sont, dans l'état actuel des connaissances, l'inventaire le plus précis et le plus complet de la flore continentale du Miocène moyen d'Aquitaine, les pollens étant souvent très mal conservés dans les gisements continentaux de cette époque. En accord avec les travaux récemment menés sur le gisement continental de Sansan (Blanc-Louvel 2000; Salard-Cheboldaeff & Ollivier-Pierre 2000), les spectres polliniques des *Sables Fauves* se caractérisent par l'abondance des pollens de gymnospermes (plus de 80% du pollen dans la plupart des niveaux analysés). Le manque d'informations lié à la rareté des échantillons du Serravallien ne permet pas de mettre en avant d'éventuelles variations environnementales telles que la phase de dégradation climatique mise en évidence pour cette époque sur la façade est-atlantique (Lauriat-Rage et al. 1993; Cahuzac & Chaix 1993; Oslick et al. 1994).

Les *Sables Fauves* ont livré 27 familles de pollens continentaux, parmi lesquelles 23 genres ont été identifiés. Les spores sont assez rares et dominées par les Polypodiacées (tabl. III); elles mettent en évidence des zones humides (*Polypodium*, *Pteris*) et fraîches (*Anthoceros*, *Phaeoceros*), notamment paustres (*Nyssa*, *Taxodium*), riches en *Carya*. Certains pollens, comme ceux de Chénopodiacées et de Composées, illustrent la proximité du rivage (confirmée par les dinoflagellés) mais aussi, localement, une certaine ouverture du milieu (Bessedik

Tab. III. Contenu palynologique de la *Formation des Sables Fauves*, d'après Pais in Gardère 2002.

Tab. III. Palynologic data from the Sables Fauves Formation, after Pais in Gardère 2002.

POLLENS	LANGHIEN								SERRAVALLIEN					
	% SAN14	% POU1	% COU5	% COU8b	% DUF 3	% BRO2	% MON2	% MAT1	% CAY9	% CA1	% CA4	% CAS		
Abietaceae	17,9	48,1	82,4	96,0	-	21,4	83,3	90,8	50,0	-	-	-	-	-
Taxodiaceae	-	-	5,0	-	-	-	-	1,4	-	-	-	-	-	-
Pinaceae	17,9	-	-	-	50,0	-	-	-	-	81,5	84,5	87,2	-	-
Cathaya	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,7	6,8	0,6	-	-
Keteleeria	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,2	6,8	2,2	-	-
Tsuga	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	-	-	-	-
Cupressaceae	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	-	-	-	-
Quantité totale	10	50	174	72	6	3	20	131	1	606	101	563	-	-
<i>Ulmus</i>	-	1,0	0,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Tilia</i>	3,6	-	-	-	-	-	-	-	-	0,3	-	0,2	-	-
<i>Ilex</i>	-	-	0,0	-	-	-	-	-	-	0,6	-	0,2	-	-
<i>Liquidambar</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	-	-
<i>Myrica</i>	-	8,7	-	-	8,3	7,1	4,2	0,7	-	0,3	-	0,3	-	-
<i>Salix</i> sp.	7,1	2,9	2,0	1,3	-	35,7	-	2,8	-	-	-	-	-	-
<i>Alnus</i>	3,6	-	-	-	8,3	-	-	-	-	0,1	-	0,2	-	-
<i>Carpinus</i>	-	-	-	-	8,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Castanea</i>	3,6	1,0	-	-	-	7,1	-	-	50,0	-	-	-	-	-
<i>Quercus</i>	28,6	6,7	1,0	-	8,3	-	-	0,7	-	0,8	1,0	0,2	-	-
<i>Juglans</i>	-	-	0,5	-	-	-	-	-	-	0,6	-	-	-	-
<i>Carya</i>	-	12,5	3,0	-	-	-	-	1,4	-	5,5	-	5,9	-	-
<i>Engelhardtia</i>	3,6	-	-	-	-	-	-	-	-	0,3	-	0,8	-	-
<i>Platycarya</i>	-	-	1,0	1,3	-	-	-	-	-	-	-	0,5	-	-
<i>Pterocarya</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,5	-	-
<i>Nyssa</i> (?)	-	1,9	0,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Sambucus</i> ?	-	-	0,5	1,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ericaceae	-	-	1,5	-	-	-	-	0,7	-	1,4	-	0,2	-	-
Sapotaceae	-	1,9	-	-	-	-	-	-	-	0,6	-	-	-	-
Cistaceae ?	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	-	-	-	-
Tricolpe	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,3	-	-	-	-
Quantité totale	14	38	21	3	4	7	1	9	1	78	1	56	-	-
<i>Armeria</i>	-	1,0	-	-	-	-	-	0,7	-	1,1	-	0,6	-	-
<i>Sparganium</i>	-	3,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Lonicera</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,3	-	-	-	-
<i>Scabiosa</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,8	-	-	-	-
Chenopodiaceae	-	5,8	2,0	-	16,7	-	-	-	-	1,0	-	0,3	-	-
Compositae	10,7	1,9	-	-	-	28,6	12,5	-	-	1,0	-	-	-	-
Graminae	3,6	2,9	-	-	-	-	-	0,7	-	-	-	-	-	-
Malvaceae	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,0	-	-
Papilionaceae	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,2	-	-	-	-
Umbelliferae	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	-	-	-	-
Quantité totale	4	16	4	0	2	4	3	2	0	40	1	6	-	-
TOTAL POLLENS	28	104	199	75	12	14	24	142	2	724	103	625	-	-
DINOFLAGELLES	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Dino indet.	-	-	11,1	100	-	-	-	-	-	-	6,3	-	33,3	-
<i>Achomosphaera</i> sp.	-	-	66,7	-	-	-	-	38,8	-	-	-	-	-	-
<i>Aptoeodinium australense</i>	-	-	-	-	-	-	-	9,4	-	-	-	-	-	-
<i>Balicasphaera sphaerica</i>	-	-	-	-	-	-	-	2,4	-	-	-	-	-	-
<i>Hystrichosphaeropsis obscura</i>	-	-	-	-	-	-	-	3,5	-	-	-	-	-	-
<i>Hystrichokolpoma rigaudiae</i>	-	-	-	-	-	-	-	3,5	-	-	-	-	-	-
<i>Impagidinium patulum</i>	-	0,8	-	-	-	-	-	2,4	-	-	-	-	-	-
<i>Lingulodinium machaerophorum</i>	-	0,8	-	-	88,3	52,1	15,3	-	-	-	-	33,3	-	-
<i>Operculodinium</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	50,0	-	-	-	-
<i>Operculodinium centrocarpum</i>	-	2,3	-	-	-	-	-	1,2	-	-	-	-	-	-
<i>Operculodinium piaseckii</i>	-	-	-	-	-	-	-	1,2	-	-	-	-	-	-
<i>Pentadinium taeniigerum</i>	-	-	-	-	-	-	-	3,5	-	-	-	-	-	-
<i>Polyphaenidium zoharyi</i>	-	76,5	-	-	100	11,7	45,8	-	100	-	-	-	-	-
<i>Selenopempix brevispinosa</i>	-	-	-	-	-	-	-	2,4	-	-	-	-	-	-
<i>Selenopempix quanta</i>	-	-	-	-	-	-	-	2,4	-	6,3	-	-	-	-
<i>Spiniferites cf. bentonii</i>	-	9,8	-	-	-	-	-	1,2	-	-	-	-	-	-
<i>Spiniferites cf. delicatus</i>	-	-	-	-	-	-	-	1,2	-	-	-	-	-	-
<i>Spiniferites mirabilis</i>	-	9,1	-	-	-	-	-	2,4	-	-	-	-	-	-
<i>Spiniferites pseudofurcatus</i>	-	0,8	-	-	-	-	-	1	1,2	-	-	100	33,3	-
<i>Spiniferites ramosus</i>	-	-	-	-	-	-	-	1	8,2	-	-	-	-	-
<i>Systematophora</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	5,9	-	-	-	-	-
<i>Tectatodinium pellitum</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	2,4	-	-	-	-	-
<i>Trinovatedinium papula</i>	-	-	11,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Quantité totale	0	132	8	181	84	103	96	85	1000	10	1	3	-	-
Autres Algues	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
<i>Concentricystes</i> sp.	-	-	11,1	-	-	-	-	-	-	25,0	-	-	-	-
<i>Tinodiscus</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12,5	-	-	-	-
Quantité totale	0	0	1	0	0	0	0	0	0	6	0	0	-	-
TOTAL DINOKYSTES	0	132	9	181	84	103	96	85	1000	16	1	3	-	-
SPORES	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Indet.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	50	9,4	-
<i>Anthoceros</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6,3	-	3,1	-	-
<i>Letotrites</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6,3	-	-
<i>Phaeoceros</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,6	-	3,1	-	-
<i>Riccia</i>	-	-	-	-	50	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Sphagnum</i>	-	-	-	-	-	-	8,3	-	-	-	-	-	-	-
Polypodiaceae	-	100	90	-	-	-	-	58,3	-	22,2	16,7	-	-	-
<i>Polypodium</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	69,8	33,3	53,1	-	-
<i>Pteris</i>	-	-	10	-	-	50	-	33,3	-	-	-	21,9	-	-
<i>Selagineta</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,1	-	-
TOTAL SPORES	0	7	10	0	0	2	0	12	0	63	6	32	-	-

1985). L'association de taxons à affinités mésothermes (*Nyssa*, Taxodiacées, *Carya*, *Juglans*, *Platicarya*, *Quercus*) et mésomicrothermes (Ericacées, *Salix*, *Scabiosa* *Ulmus*) – voire micro-thermes (*Alnus*, *Tsuga*) – avec des formes mégathermes (Sapotacées) pourrait indiquer une différenciation altitudinale. Le milieu de vie originel des espèces les plus tempérées est à replacer au niveau du piémont pyrénéen, la très forte représentation des conifères marquant l'installation d'un couvert forestier en altitude, la morphologie dissacate de ces pollens favorisant leur large dispersion par les courants aériens. La présence de taxons mégathermes (Sapotacées) et mésothermes (notamment les Juglandacées) implique la persistance en Aquitaine d'un climat subtropical relativement humide, ce qui est en accord avec les observations déjà effectuées dans le Miocène du sud de l'Europe (Antunes & Pais 1983; Bessedik 1985; Duperon & Duperon-Laudoueneix 1985; Lemoigne 1988). La comparaison avec le domaine méditerranéen (Bessedik 1985) permet de reconnaître une tendance générale à la disparition des formes tropicales mégathermes au début du Miocène moyen, observée également sur le site continental de Sansan, daté du Langhien (Blanc-Louvel 2000; Salard-Chebolaeff & Ollivier-Pierre 2000).

Les proportions les plus élevées de dinocystes (tabl. III) apparaissent dans les sédiments marneux, correspondant aux milieux les plus marins rencontrés dans les *Sables Fauves*. Les dinoflagellés les plus représentés (*Spiniferites* spp., *Operculodinium* spp., *Lingulodinium machaerophorum* *Polysphaeridium zoharyi*) caractérisent des eaux chaudes et peu profondes, dont la circulation est restreinte; les formes euryhalines (*L. machaerophorum* *P. zoharyi*) indiquent la proximité de lagunes, à salinité proche de la norme (Wall et al. 1977; Hayward et al. 1997). Ceci est d'ailleurs confirmé par la prédominance au sein des foraminifères benthiques de *Ammonia beccarii* et *Elphidium* sp. (Magné in Gardère 2002). Les milieux les plus internes, où les pollens sont généralement les plus nombreux (Couloumet, Cocut), sont marqués par la présence d'algues d'eau douce (*Concentricystes* sp. au Cayron et à Couloumet), traduisant un environnement lagunaire ou deltaïque.

Evolution dynamique des *Sables Fauves*

Paléogéographie: Milieux de dépôt et extension du domaine marin

A. Langhien

La mer langhienne s'étend sur tout le domaine centre-aquitain, formant le golfe de Lectoure (fig. 5). La transgression entraîne l'installation d'environnements marins très peu profonds, aux eaux chaudes et agitées. A l'ouest (Sansot), les dépôts les plus profonds correspondent à des faciès de plate-forme intermédiaire ouverte vers le domaine externe. A l'échelle de la région, un complexe de cordons sableux se met en place, sous l'influence des courants côtiers (Gardère 2002). La migration des rides et des mégarides sous-marines est commandée par

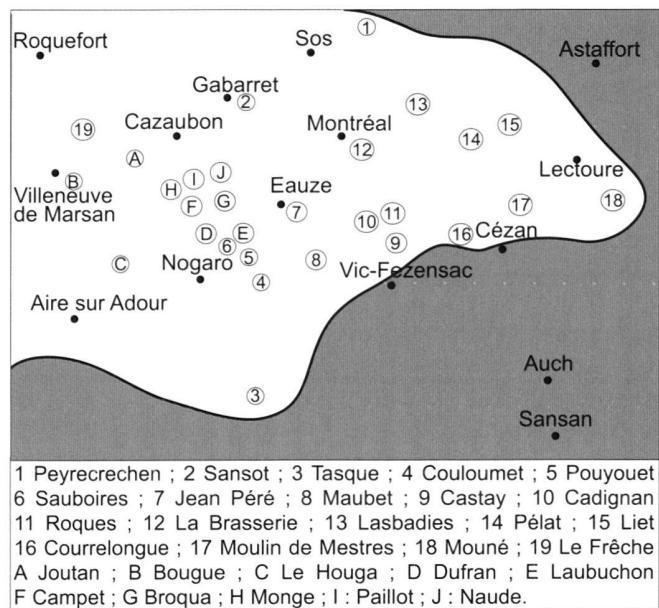


Fig. 5. Extension du domaine marin au Langhien.

Fig. 5. Extension of marine environments during the Langhian.

les variations locales de l'hydrodynamisme, en rapport avec la houle, les courants de dérive littorale, les tempêtes et l'intensité des marées. La forte proportion d'éléments gréseux fragmentés et roulés dans tous les niveaux indique que les constructions sableuses sont fréquemment démantelées et que leur matériel est remobilisé. Les zones côtières sont régulièrement vannées, les coquilles de mollusques marins se concentrent dans des zones d'accumulation en bas de plage et forment les faluns. La tranche d'eau est assez réduite: l'évolution rapide des faciès shoreface vers des faciès foreshore et backshore (Johnson & Baldwin 1996) et la généralisation croissante des environnements les plus internes dans la partie supérieure des coupes indiquent une diminution rapide de la bathymétrie et la migration de la ligne de rivage vers le large. L'ampleur et l'extension des dépôts directement commandés par les marées témoignent d'un régime macrotidal marqué. Les stratifications obliques parallèles indiquent une orientation dominante vers l'est, la dynamique sédimentaire est directement commandée par les courants venus de l'ouest, des domaines plus ouverts de la plate-forme. Localement (Couloumet), la proximité du rivage provoque la formation de courants côtiers de direction différente: les coupes les plus complètes, situées entre Eauze et Nogaro, illustrent un déplacement des faciès côtiers vers le nord et l'ouest (Gardère 2002). L'influence du continent est nette, elle se traduit par des faciès de bas de plage et de chevaux de marée au nord (Dufran, Broqua, Campet) et, au sud, par un environnement lagunaire ou deltaïque (Couloumet), voire continental (Laubuchon, Houga). Dans la région de Gabarret, il est possible d'estimer l'ampleur de la baisse du niveau marin relatif se produisant lors de l'épisode régressif

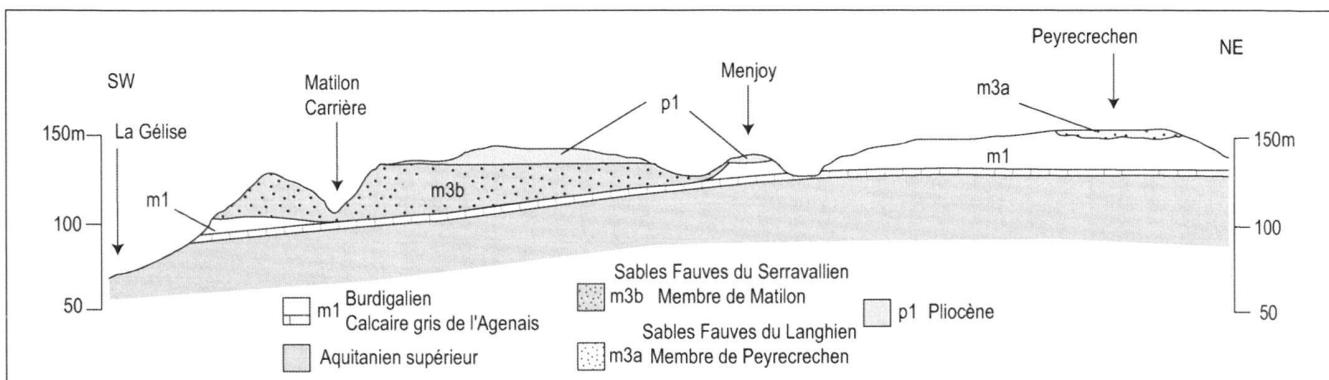


Fig. 6. Coupe entre Peyrecrechen et Matilon montrant le contexte topographique. Sur les deux affleurements, les faciès indiquent une bathymétrie similaire, proche de la surface. Les *Sables Fauves* n'apparaissent pas déformés dans cette zone, la différence d'altitude entre la base des deux séries s'explique par la phase régressive séparant les deux phases de dépôt, mettant en évidence une baisse du niveau marin relatif de l'ordre de 35m.

Fig. 6. Section between Peyrecrechen and Matilon showing the topographic context. On the two outcrops, sedimentary facies feature similar bathymetries, close to sea level. The *Sables Fauves* are not deformed in this sector, the altitudinal difference between the base of the two series features thus the regressive phase distinguishing the two deposition phases and highlights a relative sea level decrease about 35m.

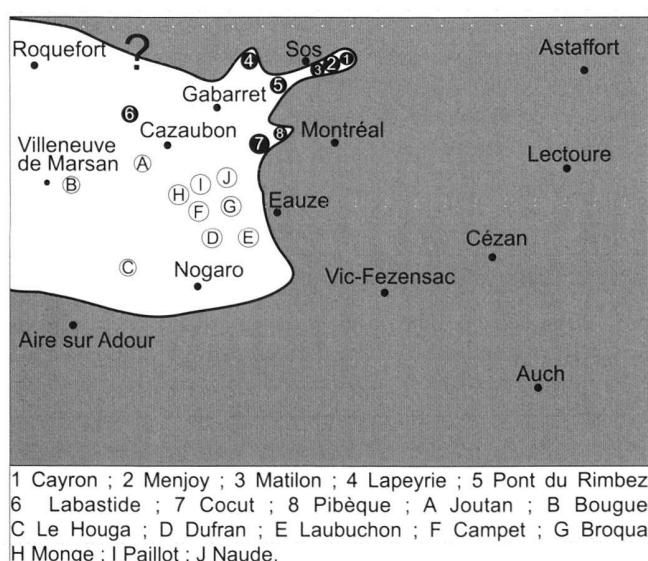


Fig. 7. Extension du domaine marin au Serravallien.

Fig. 7. Extension of marine environments during the Serravallian.

séparant les phases transgressives langhiennes et serravallienes. En effet, dans cette zone, les *Membres de Peyrecrechen* et de *Matilon* sont très proches l'un de l'autre (fig. 6). A Peyrecrechen comme à Matilon, les faciès témoignent d'environnements peu profonds et de bathymétrie équivalente, situés entre la zone de plage et le domaine infratidal supérieur. Aucun changement significatif de bathymétrie n'apparaissant et aucune déformation n'affectant les *Sables Fauves* dans ce secteur, l'écart d'altitude entre la base du Langhien (150 mètres) et la base du Serravallien (115 mètres) révèle une baisse du niveau marin relatif au moins égale à 35 mètres.

B. Serravallien

L'extension du domaine marin au Serravallien est nettement plus réduite (fig. 7). La transgression marquant le début du Serravallien provoque le retour de la mer des *Sables Fauves* au centre de l'Aquitaine. La série la plus importante apparaît à Matilon; marquant la mise en place durable d'environnements littoraux sur une vingtaine de mètres d'épaisseur, elle indique une remontée progressive du niveau marin relatif d'une amplitude au moins équivalente. L'espace disponible nouvellement créé est rapidement comblé par progradation, les dépôts de shoreface sont remplacés par des faciès de foreshore.

Au nord, la mer ne persiste que sous forme de vallées ennoyées, organisées en rias (région de Gabarret); l'extension marine est très limitée et les côtes forment un contour découpé. La transgression est marquée par des milieux de très haute énergie, l'encaissant est partiellement démantelé, la base des coupes est souvent conglomeratique (Cayron). Dans les secteurs un peu plus profonds, un ensemble marneux plus riche en microfaune (falun de Matilon) se dépose. L'orientation des vallées ennoyées constraint fortement l'orientation des structures sédimentaires, vers le sud-ouest (Gardère 2002). La proximité du continent provoque des apports détritiques importants; il en résulte des séries assez dilatées par rapport aux affleurements plus méridionaux. Cette situation entraîne un comblement rapide de l'espace disponible, une émersion partielle des dépôts et l'installation d'environnements lagunaires ou estuariens (Cayron, Cocut), caractérisés par un contenu paléontologique très peu diversifié, dominé par des organismes marquant une influence marine restreinte (*Crassostrea*, *Polyphaenidium zoharyi*). Plus au sud, entre Cazaubon et Nogaro, seul un golfe réduit persiste, nommé golfe de Nogaro (Gardère 2002; Gardère et al. 2002). Dans cette zone, la dynamique générale ne change pas, l'orientation des stratifications oblique parallèles indique l'influence prédominante des courants ve-

nant de l'ouest (Dufran). Lors de la stabilisation de la remontée, les faciès indiquent des milieux de dépôt très littoraux, essentiellement commandés par la dynamique tidale. La sédimentation marine a pu se prolonger jusqu'au Serravallien supérieur et peut-être durant la première partie du Miocène supérieur, comme tendrait à l'indiquer la série de Labastide. La partie supérieure du Serravallien est souvent absente des coupes, les données sur les dernières phases de comblement sont très fragmentaires et ne permettent pas de caractériser la dynamique du comblement. Au terme du Serravallien, la plate-forme aquitaine apparaît comblée en très grande partie. Le comblement final s'effectue par une sédimentation détritique intense dont l'ensemble constitue les *Molasses de l'Armagnac* et les formations plio-quaternaires (Dubreuil et al. 1995).

Evolution structurale du Centre Aquitain au Néogène

Le Bassin d'Aquitaine, cadre structural

Le sud du Bassin d'Aquitaine constitue l'avant-pays septentrional de la chaîne des Pyrénées. Sa structuration est directement commandée par l'ouverture du Golfe de Gascogne et l'évolution des Pyrénées. Il évolue globalement d'un stade extensif (du Trias au Crétacé inférieur) à un stade compressif (Crétacé supérieur et Cénozoïque). Son substratum hercynien est disloqué en horsts et grabbens (Kieken 1973; Bourrouilh et al. 1995). Le Bassin d'Aquitaine, limité au sud par la Faille Nord-Pyrénéenne, comporte de nombreux accidents tectoniques de direction pyrénéenne dominante (N110° E à N120° E). Deux domaines distincts sont définis de part et d'autre de la Flexure Celtaquitanne, s'étendant de Toulouse à Arcachon et marquant la limite septentrionale d'extension des séries évaporitiques du Trias (BRGM et al. 1974). Au nord, se développe la plate-forme nord-aquitaine, stable, peu épaisse et à sédimentation essentiellement détritique (Dubreuilh 1989). Au sud de cette flexure, se trouvent les bassins de Parentis et de l'Adour, subsidents, recouverts d'une épaisseur importante de sédiments évaporitiques du Trias et dont le remplissage est constitué de sédiments mésozoïques à plio-quaternaires (BRGM et al. 1974; Serrano 2001). Après le Miocène moyen, l'Aquitaine devient essentiellement continentale. Une légère phase tectonique postérieure a provoqué le rejeu de divers accidents structuraux (Kieken 1973; Dubreuilh et al. 1995). La conséquence de cette phase tardive est une flexuration de l'Armagnac suivant une direction générale E/W qui se traduit par l'abaissement progressif vers l'ouest du contact entre la *Formation des Sables Fauves* et la molasse du Burdigalien (Platel 1990).

Le domaine centre-aquitain au Néogène

La mise en évidence de mouvements orogéniques en Aquitaine au cours du Néogène est actuellement peu documentée (Fabre 1939; Dupouy-Camet 1952; Crouzel 1957). Plusieurs

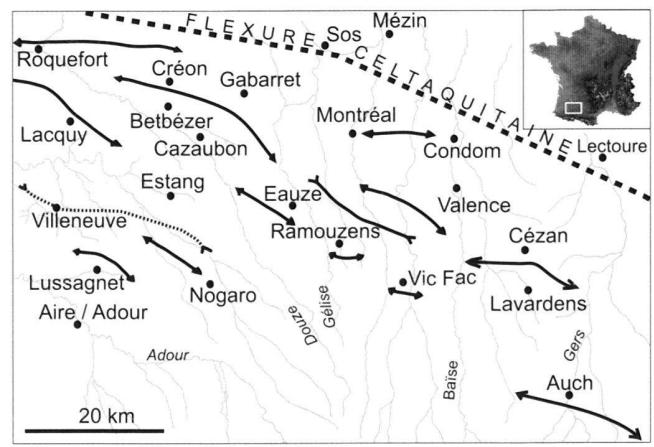


Fig. 8. Cadre structural du domaine centre-aquitain.

Fig. 8. Main tectonic structures of Central Aquitaine.

structures profondes sont reconnues (fig. 8); il s'agit principalement des anticlinaux de Roquefort, de Créon-d'Armagnac et de Barbotan. Ces «rides» ont une structuration d'origine pyrénéenne; ce sont des structures héritées, généralement d'origine diapirique, dont l'enchaînement forme un accident majeur sur la bordure méridionale de la Flexure Celtaquitanne. Pourtant, le Miocène aquitain est généralement considéré comme une période stable du point de vue tectonique. Seule une activité «continue» de la Flexure Celtaquitanne est évoquée, sans que ses modalités en soient précisément décrites pour autant (BRGM et al. 1974).

Nouvelles données

Dans la présente étude, les observations sédimentologiques sont interprétées en fonction des données structurales (Schoeffler 1971; Serrano 2001) et morpho-structurales (Chauvaud & Delfaud 2002). L'ensemble des structures impliquées ayant un cœur évaporitique, la dynamique du centre aquitain apparaît directement liée aux mouvements halocinétiques. Deux types de structures s'individualisent en fonction de leur extension géographique.

A. Structures étendues: les rides

Le domaine centre-aquitain est compartimenté par deux grandes rides de direction N100°E à N110°E. La ride septentrionale est constituée par les anticlinaux de Roquefort-Créon-Cézan-Lavardens à cœur mésozoïque affleurant; la ride méridionale relie les structures de Lacquy, Le Frêche, Réans, Ramouzens et Vic-Fezensac, ennoyés sous 400 m à 600 m de dépôts molassiques.

B. Structures localisées: les dômes sédimentaires

L'activité tectonique n'apparaît pas de façon continue le long des grandes structures profondes inventoriées dans le secteur.

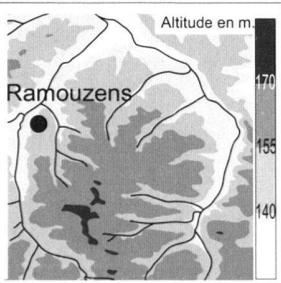
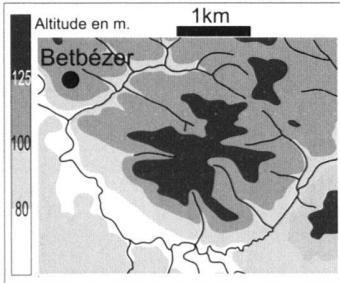


Fig. 9. Topographie des anomalies morpho-structurales mises en évidence par l'organisation radio-annulaire du réseau hydrographique. A: structure de Betbézer; B: structure de Ramouzens.

Fig. 9. Topography of the morpho-structural anomalies pointed out by the radio-annular structure of the hydrographic system. A: structure of Betbézer; B: structure of Ramouzens.

Elle se manifeste au contraire par la présence de dômes sédimentaires d'extension kilométrique. L'origine de tels accidents est à mettre en relation avec l'existence à leur aplomb de structures salifères enfouies (fig. 9), les mouvements halocinétiques en profondeur entraînant le soulèvement progressif de la couverture sédimentaire sus-jacente. La propagation de la déformation à la surface entraîne la captation du réseau hydrographique, provoquant l'apparition d'anomalies morpho-structurales, mises en évidence par la réorganisation des cours d'eau suivant un modèle radio-annulaire et décrites en Aquitaine méridionale (Chauvaud & Delfaud 2002). Dans le domaine centre-aquitain, les dômes sédimentaires s'alignent sur les rideaux méridionales et septentrionales. Ils sont régulièrement distribués le long de ces deux axes (fig. 10).

Les Sables Fauves et la chronologie de la déformation.

Les *Sables Fauves* étant utilisés comme marqueurs du Miocène moyen, l'analyse des modalités de leur mise en place met en évidence plusieurs phases de déformation en Aquitaine et permet d'identifier les principales structures impliquées.

A. Burdigalien supérieur

Dans le nord de la région étudiée, les *Sables Fauves* transgressent les anticlinaux de Roquefort et de Crémon qui constituent des hauts-fonds (Platel 1990). La limite orientale du *Membre de Peyrecrechen* indique que les dépôts marins viennent buter sur le Burdigalien supérieur (fig. 11). Le fait que la transgression langhienne soit bloquée en direction de l'est par une structure englobant des dépôts du Burdigalien supérieur révèle donc dans ce secteur une phase de surrection située entre la fin du Burdigalien supérieur et le début du Langhien. La déformation affecte les grandes structures des rideaux méridionales et septentrionales, comme l'indiquent les coupes relevées dans les anticlinaux de Cézan-Lavardens et de Vic-Fezensac, au sein desquels les calcaires de Larroque et d'Auch (Burdigalien supérieur) apparaissent déformés (Crouzel 1989). Cet épisode

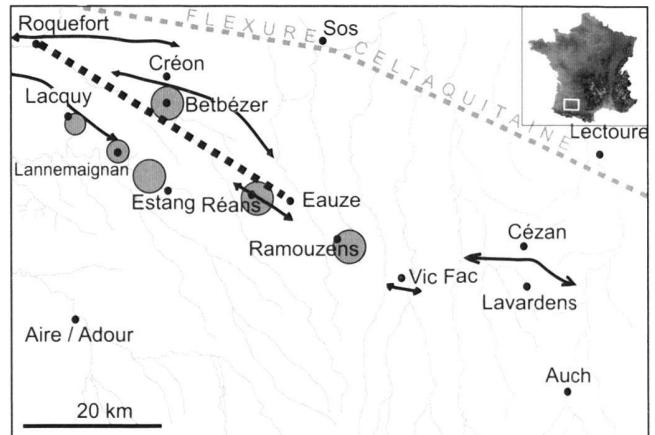


Fig. 10. Dômes sédimentaires à cœur salifère et anticlinaux ayant fonctionné durant le Néogène. La réactivation de l'halocinète est particulièrement marquée dans le secteur de la flexure de la Douze (ligne en pointillés noirs).

Fig. 10. Sedimentary domes with salt cores and anticlines showing a Neogene activity. Halocinetic reactivation is particularly marked near the Douze flexure (black dotted line).

tectonique est mis en évidence sur l'ensemble du domaine étudié, soit par l'apparition de structures cassantes affectant le Burdigalien (diaclasses à la Brasserie), soit par la déformation des calcaires de l'Agenais présentant localement un pendage de 8° vers l'ouest autour de Matilon, où les dépôts plus récents ne sont cependant pas affectés (Gardère et al. 2002). Vers le sud, la déformation génère une surface structurale qui reste exondée; l'impact sur la sédimentation continentale apparaît très important. Cette phase de surrection – et la création de reliefs qu'elle implique – est certainement à mettre en relation avec l'intense phase érosive mise en évidence dans tout le domaine sud-aquitain (Astre 1953; Duranthon & Tassy 1994) et dont la datation par les mammifères continentaux confirme l'âge orléanien moyen à supérieur (zones MN4-5; Antoine et al. 1997), équivalent au Burdigalien supérieur.

B. Langhien-Serravallien

Le passage, du nord vers le sud, de dépôts emboités à une succession stratigraphique normale, ainsi que la permanence de faciès très côtiers sur une trentaine de mètres d'épaisseur, impliquent une activité tectonique à l'échelle régionale. La variation importante de l'altitude de la base du *Membre de Peyrecrechen*, en opposition avec l'altitude constante de la base du *Membre de Matilon* (Gardère 2002) permet de conclure à l'existence d'une phase importante de déformation à la limite Langhien/Serravallien. Malgré un grand nombre d'observations, aucune faille n'a été relevée dans la *Formation des Sables Fauves*. La lithologie des sédiments est certainement peu propice au développement de structures tectoniques, la faible cohérence des dépôts meubles n'offrant aucune résistance aux contraintes. Seule la carrière de Sansot, datée du Langhien, permet d'observer des déformations dans le dernier

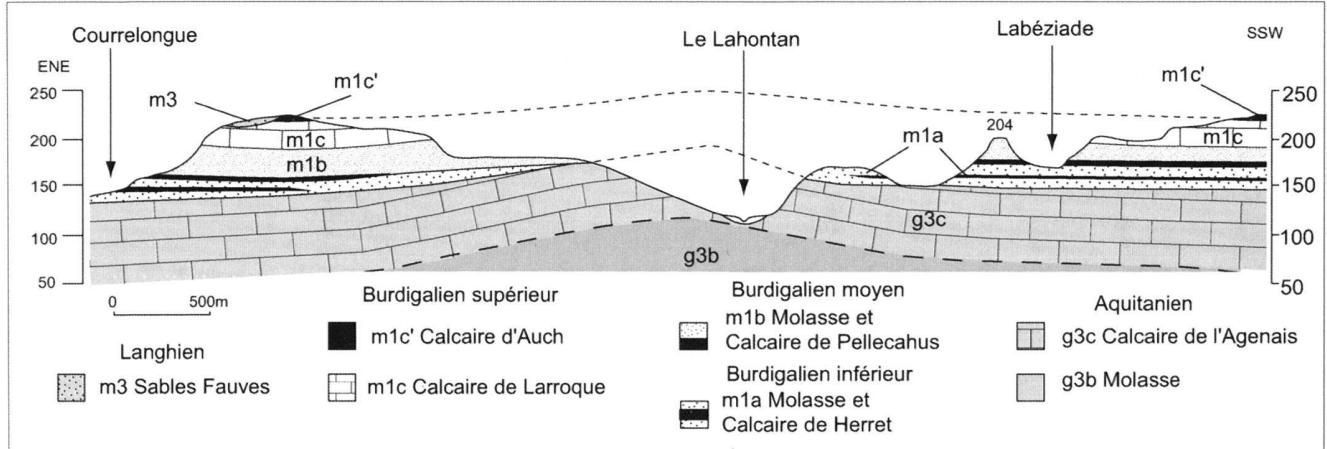


Fig. 11. Anticinal de Cézan-Lavardens: l'extension vers l'est des dépôts marins du Langhien (m3) apparaît bloquée par la déformation du Burdigalien supérieur (m1c').

Fig. 11. Anticline of Cézan-Lavardens: the eastward progression of Langhian marine deposits (m3) is stopped by a deformation during the late Burdigalian (m1c').

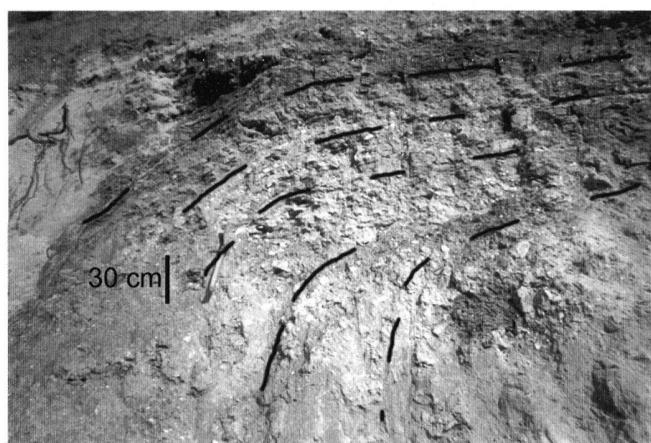


Fig. 12. Carrière de Sansot: dépôts indiquant une phase de déformation au sommet de la série langhienne.

Fig. 12. Sansot Quarry: deposits featuring an episod of deformation in the upper part of Langhian deposits.

tiers de la coupe. Les niveaux sont localement affectés par une importante inflexion des bancs sableux et marneux évoquant des glissements ou des ruptures verticales à la suite de mouvements en distension (fig. 12).

Les relevés topographiques indiquent que les dépôts langhiens ont été affectés par un abaissement au sud de la série du Cocut, au niveau des secteurs de Cazaubon et de Nogaro (Gardère 2002). Cet événement orogénique n'apparaît ni cassant ni cisaillant et est donc assimilé à une flexuration. La limite entre le compartiment septentrional relevé et le compartiment méridional abaissé sépare les dépôts emboités et les dépôts superposés selon un axe Roquefort/Eauze, suivant une direction N120°E (fig. 10). Cet accident s'aligne sur plusieurs

structures telles que les anticlinaux de Roquefort et Cézan-Lavardens et suit localement le tracé de la Douze au sud-est de Roquefort; c'est pourquoi nous avons choisi de le désigner sous le terme de «Flexure de la Douze». La comparaison des altitudes de la base du *Membre de Peyrecrechen* de part et d'autre de la zone de flexuration indique que le compartiment situé au sud a subi un abaissement relatif de l'ordre de 30 m. (Gardère 2002; Gardère et al. 2002). Si les grandes structures anticliniales jouent un rôle dans les changements paléogéographiques observés entre le Langhien et le Serravallien, les dômes sédimentaires sont également actifs durant le Miocène moyen. Ainsi, des déformations syn-sédimentaires apparaissent dans les *Sables Fauves* au niveau du dôme de Ramouzens (fig. 13).

C. Miocène supérieur et Plio-Pléistocène

La poursuite de la déformation après le Miocène moyen est d'abord démontrée par l'abaissement progressif de l'altitude de la base des *Sables Fauves* en direction de l'ouest (Kieken 1973; BRGM et al. 1974), alors qu'ils se sont formés sur une surface régulière, suite à l'arasement des molasses continentales lors de la transgression langhienne. En outre, l'étude réalisée sur les dômes sédimentaires prouve que ces structures sont encore actives lors de la dernière partie du Néogène et durant le Quaternaire. Ainsi, sur la structure de Ramouzens, les *Glaises Bigarrées* tortoniennes sont affectées par un soulèvement postérieur, d'âge pliocène ou quaternaire (fig. 13).

Découpage séquentiel

La révision des âges ainsi que l'analyse de la géométrie des dépôts à partir des principes de la stratigraphie séquentielle basée sur les modèles de Vail (Vail et al. 1984, 1987; Posamentier et al. 1988) donne lieu à une vision synthétique de la dyna-

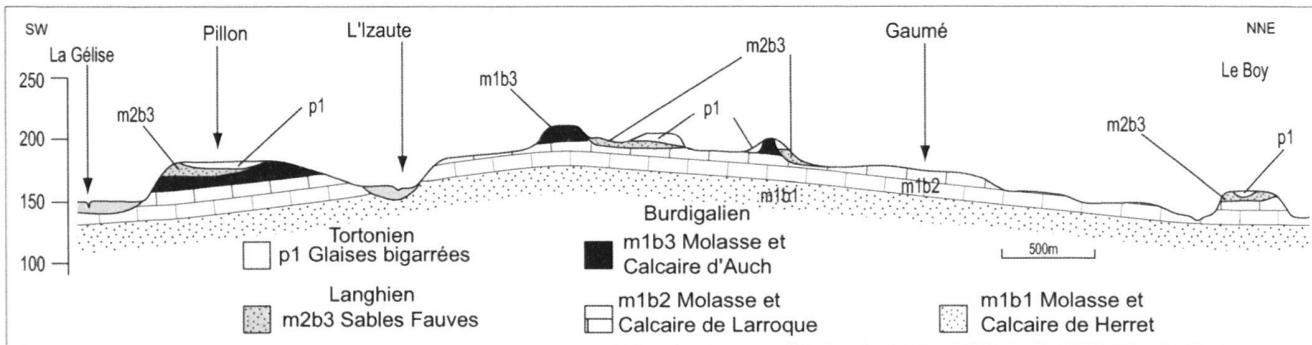


Fig. 13. Coupe à travers le dôme sédimentaire de Ramouzens montrant la déformation des *Sables Fauves* (m2b3) et des dépôts plus récents (p1).

Fig. 13. Section in the sedimentary dome of Ramouzens showing the deformation of the *Sables Fauves* (m2b3) and more recent deposits (p1).

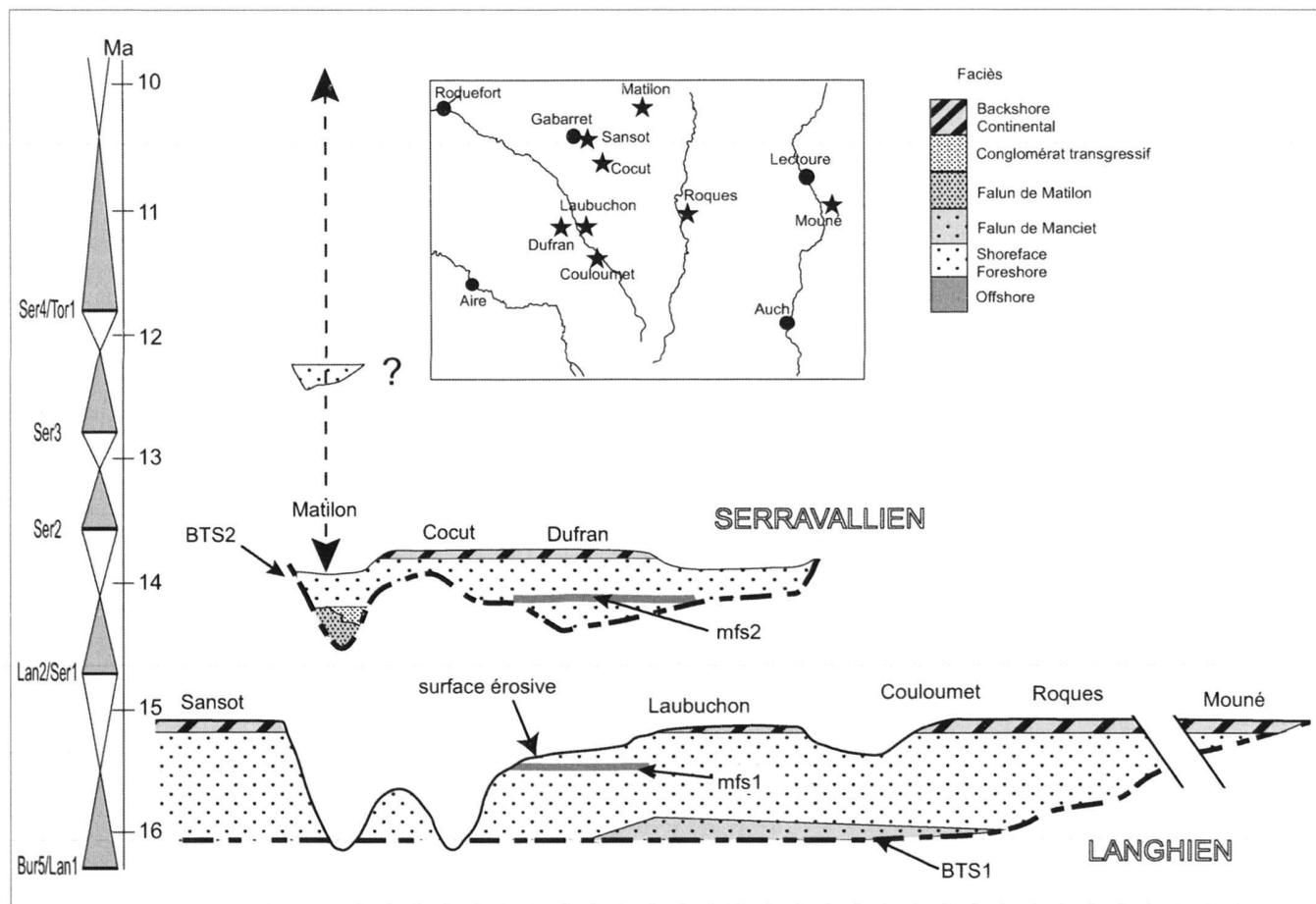


Fig. 14. Diagramme chronostratigraphique de la *Formation des Sables Fauves*.

Fig. 14. Chronostratigraphic chart of the *Sables Fauves* Formation.

mique de mise en place des *Sables Fauves*. L'étude biostratigraphique aboutit à la différenciation des deux unités au sein des *Sables Fauves*: le *Membre de Peyrecrechen*, regroupant les dépôts langhiens et le *Membre de Matilon*, regroupant les

dépôts serravalliens. L'interprétation en termes de séquences de dépôt rend alors compte des différences d'organisation observées entre les secteurs méridionaux et septentrionaux. Chacun des ensembles décrit un cycle transgression-régression

complet sous la forme d'une séquence de dépôt de troisième ordre (fig. 14). Ces séquences sont respectivement constituées de deux cortèges sédimentaires: un cortège transgressif marquant la hausse du niveau marin relatif et un cortège de haut niveau marin, marquant la baisse du niveau marin relatif et témoignant du comblement partiel de la plate-forme. Le caractère littoral des faciès caractéristiques des *Sables Fauves* explique l'absence des cortèges de bas niveau marin et de bordure de plate-forme.

Première séquence majeure: le Membre de Peyrecrechen (Langhien)

Les dépôts datés du Langhien sont en discordance sur les niveaux 1 à 8 des *Molasses de l'Armagnac* et sur la *Trilogie Agenaise*. Le contact entre le substratum et les dépôts marins se matérialise par une surface régulière et sub-horizontale. Le cortège transgressif (TST1) apparaît sous la forme d'un conglomérat remaniant des éléments du substratum au nord et du *Falun de Manciet* au sud. Il se réduit en direction du sud et de l'est et n'apparaît pas sur les affleurements les plus orientaux, soulignant ainsi la position des séries dans un secteur moins profond de la plaine côtière. Dans le secteur le plus ouvert, vers l'ouest, le cortège de haut niveau marin (HST1) est assez dilaté (Sansot). Il se réduit en direction de l'est – dans la partie la plus interne de la plate-forme – et décrit, sur les coupes les mieux préservées, une évolution des faciès vers des milieux très côtiers (*Couloumet*, *Castay*, *Laubuchon*). A la fin du Langhien, l'installation de faciès lagunaires ou continentaux exprime une importante diminution du niveau marin relatif et un brusque déplacement de la ligne de baie le long de la plaine côtière. Le *Membre de Peyrecrechen* est alors affecté par l'érosion qu'implique la phase régressive fini-langhienne. Sur la majorité des affleurements, les cortèges sédimentaires du *Membre de Peyrecrechen* apparaissent tronqués. Dans le secteur septentrional, entre *Sos* et *Gabarret*, seule une partie du cortège transgressif (TST1) est préservée, l'érosion s'accompagne du creusement de vallées profondément incisées. Plus au sud, entre *Cazaubon* et *Nogaro*, le sommet du cortège de haut niveau marin (HST1) est tronqué à hauteur des faciès foreshore et backshore (*Dufran*, *Campet*). A l'échelle de la région, la surface érosive ainsi formée apparaît donc irrégulière, elle souligne une importante baisse des eaux s'accompagnant d'une érosion subaérienne et du creusement de vallées encaissées. D'après ces caractéristiques, la surface de baisse des eaux de la fin du Langhien est assimilée à une limite érosive de type 1 (Vail et al. 1987) et la disparition d'une grande partie des *Sables Fauves* orientaux est mise en relation avec cet épisode érosif. De même, l'évacuation des *Sables Fauves* par soutirage peut s'expliquer par l'activation de réseaux karstiques à la suite de la régression langhienne. Ce phénomène est bien documenté au nord de *Vic-Fezensac*, où des placages de sables attribués au *Membre de Peyrecrechen* recouvrent le plateau calcaire et se retrouvent fréquemment au sein de poches karstiques (*Brasserie*).

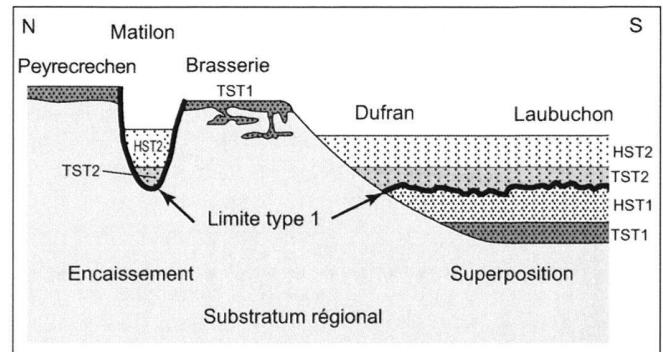


Fig. 15. Géométrie des dépôts, mise en évidence de dispositifs: encaissement des dépôts au nord et superposition au sud.

Fig. 15. Deposits geometry with two different systems: embankment in the north and normal succession in the south.

Deuxième séquence majeure: le Membre de Matilon (Serravallien)

Dans le secteur de *Gabarret* (au nord), le *Membre de Matilon* est emboîté dans les séries plus anciennes (*Membre de Peyrecrechen* et *Trilogie Agenaise*). La base de l'ensemble serravallien est très irrégulière et indique une mise en place sur une topographie accidentée, héritée de la régression fini-langhienne (*Matilon*, *Cayron*). Le premier terme du cortège transgressif (TST2) est de nature variable: falun marneux au niveau des dépôts les plus profonds ou conglomérat basal dans des tranches d'eau plus réduites. Le cortège de haut niveau marin (HST2) présente une épaisseur et le nombre de séquences conservées est assez variable (fig. 4). Au sud, dans la région de *Nogaro*, le Serravallien repose sur le Langhien. Aux endroits où la série est la plus complète, le cortège transgressif (TST2) apparaît assez développé vers l'ouest, de plus en plus réduit vers l'est et le sud et absent sur les séries les plus proximales. Le cortège de haut niveau marin (HST2) est généralement tronqué et montre une évolution vers des faciès backshore lorsqu'il est suffisamment préservé de l'érosion. L'âge apparemment plus récent d'une partie des dépôts (Serravallien final ? à *Labastide*, sur la présence de *D. giganteum*) pourrait indiquer l'existence d'une séquence plus récente que celle généralement mise en évidence sur l'ensemble du secteur étudié. Les *Sables Fauves* du *Membre de Matilon* sont les témoins de la dernière incursion océanique dans le centre de l'Aquitaine. L'émergence définitive qui suit s'accompagne de phases érosives intenses durant lesquelles les sédiments marins les plus récents sont éliminés, effaçant les dernières étapes de la baisse du niveau marin relatif au cours du Miocène moyen.

Deux dispositifs différents, géographiquement bien localisés, sont donc mis en évidence, avec les dépôts serravalliens encaissés dans des dépôts plus anciens au nord (*Gabarret*), alors que le Langhien et le Serravallien se rencontrent en superposition stratigraphique normale au sud (*Nogaro*). Il en résulte que, du sud vers le nord, le *Membre de Matilon* s'emboîte progressivement dans le *Membre de Peyrecrechen* et dans le substratum régional (fig. 14 & 15). En ac-

cord avec les chartes eustatiques globales, l'encaissement des dépôts serravalliens dans les dépôts langhiens tend à démontrer que, dans le cadre de la mise en place des *Sables Fauves*, la seconde transgression (cycle Lan2/Ser1) est de moindre ampleur que la précédente (cycle Bur5/Lan1).

Synthèse et conclusions

L'activité des grandes structures anticliniales apparaît relativement continue pendant le Néogène. Les anomalies morphostructurales fonctionnent par à-coups, chaque phase tectonique étant reliée à l'apparition d'une structure. Les dômes sédimentaires mis en évidence fonctionnent à partir du Miocène moyen et au moins jusqu'au Pliocène.

L'activité orogénique dans le domaine centre-aquitain apparaît étroitement contrôlée par des mouvements d'origine halocinétique. L'analyse des anomalies du réseau hydrographique permet de détecter des dômes salifères enfouis sous les sédiments néogènes dans le centre du Bassin d'Aquitaine. Bien que de taille souvent modeste (extension kilométrique), leur influence sur la dynamique sédimentaire et l'organisation des dépôts se révèle prépondérante au Néogène. Par leur organisation en relais le long des axes tectoniques majeurs, ces structures fonctionnant par à-coups entraînent des déformations discontinues, dans l'espace et dans le temps, en bordure des grandes rides anticliniales.

La mobilisation du matériel salifère à l'origine du rejet affectant les différentes structures reconnues peut être mis en relation avec une transtension dextre sur les plans N110°E, liée à l'ouverture du golfe du Lion au cours du Miocène moyen (Chauvaud & Delfaud 2002). Dans le centre du bassin aquitain, la propagation des contraintes réamorce alors le fonctionnement en extension de structures préexistantes, notamment de la Flexure Celtaquitanne et des anticlinaux qui lui sont directement liés, tels que les rides de Roquefort et de Cézan-Lavardens. Comme la plupart des structures ont un cœur évaporitique, il est probable que les mouvements halocinétiques aient provoqué leur rejet en transtension sur la bordure méridionale de la Flexure Celtaquitanne. La géométrie des dépôts constituant la *Formation des Sables Fauves* révèle que la dynamique sédimentaire et l'extension du domaine marin dans le centre du Bassin d'Aquitaine durant le Langhien et le Serravallien sont fortement contraintes par les événements orogéniques provoqués par l'halocinèse. Enfin, la déformation post-Miocène des dépôts tortoniens, compatible avec les observations déjà réalisées au sud-ouest du bassin, permet de confirmer le caractère continu des mouvements halocinétiques sur le piémont nord-pyrénéen au Mio-Plio-Quaternaire.

Remerciements

L'auteur tient à remercier les correcteurs de versions antérieures du manuscrit. Ce travail a été notamment rendu possible grâce à la collaboration de P.-O. Antoine (LMTG, Toulouse), F. Duranthon (MHN, Toulouse) et D. Chauvaud (Université de Pau). Nous remercions également L. Londeix et J.-G. Astruc pour leurs revues constructives.

BIBLIOGRAPHIE

- AGUILAR, J.-P. & MICHAUX, J. 1995: Chronologie mammalienne et gradation dans le Miocène inférieur et moyen français: une revue. *Géologie de la France* 1, 69–76.
- ALVINERIE, J., ANTUNES, M.-T., CAHUZAC, B., LAURIAT-RAGE, A., MONTENAT, C. & PUJOL, C. 1992: Synthetic data on the paleogeographic history of Northeastern Atlantic and Detic-Rifian basin, during the Neogene (from Britanny, France, to Morocco). *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 95, 263–286.
- ANTOINE, P.-O., DURANTHON, F. & TASSY, P. 1997: L'apport des grands mammifères (Rhinocérotidés, Suoidés, Proboscidiens) à la connaissance des gisements du Miocène d'Aquitaine (France). In: AGUILAR, J.-P., LEGENDRE, S. & MICHAUX, J. (Eds.), *Actes du congrès Biochrom'97*. Mém. et Trav. EPHE 21, Institut de Montpellier, 581–590.
- ANTUNES, M.-T. & PAIS, J. 1983: Climate during Miocene in Portugal and its evolution. *Paléobiologie continentale XIV*, Montpellier, 75–89.
- ASTRE, G. 1953: Mastodonte de Bourg-Saint-Bernard et érosions miocènes dans le bassin sous-pyrénéen. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 3, 253–259.
- BESSEDIK, M. 1985: Reconstitution des environnements miocènes des régions nord-ouest méditerranéennes à partir de la palynologie. Thèse Univ. Sc. et Tech., Montpellier, 162p.
- BLANC-LOUVEL, C. 2000: La macroflore du site de Sansan. In: GINSBURG, L. (Ed.), *La faune miocène de Sansan et son environnement*. Mém. Mus. natn. Hist. Nat. 183, 109–116.
- BLOW, W.-H. 1969: Late Middle Miocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proceedings First International Conference on Planktonic Microfossils 1*, Geneva 1967, 199–422.
- BOURROUILH, R., RICHERT, J.-P. & ZOLNAI, G. 1995: The North Pyrenean Aquitaine Basin, France: evolution and Hydrocarbons. *AAPG Bull.* 6, 831–853.
- BRGM, ESSO & SNPA. 1974: *Géologie du Bassin d'Aquitaine*. BRGM Ed., 26 pl.
- CAHUZAC, B. & CHAIX, C. 1993: Les faunes de coraux (Anthozoaires Scléraciniaires) de la façade atlantique française au Chattien et au Miocène. *Ciências da Terra (UNL)* 12, 57–69.
- CAHUZAC, B., JANIN, M.-C. & STEURBAUT, E. 1995: Biostratigraphie de l'Oligo-Miocène du Bassin d'Aquitaine fondée sur les nannofossiles calcaires. Implications paléogéographiques. *Géologie de la France* 2, 57–82.
- CAHUZAC, B. & TASSY, P. 1999: Sur trois nouveaux sites marin à *Zygodophodon turicensis* (Proboscidea, Mammalia) dans le Miocène moyen d'Aquitaine. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse* 135, 105–113.
- CAPDEVILLE, J.-P. 1991: Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille 952: Nogaro. Orléans BRGM. Notice explicative, 35 p.
- CHAUVAUD, D. & DELFAUD, J. 2002: Utilisation de l'analyse morphostructurale pour la mise en évidence de l'halocinèse durant le Mio-Plio-Quaternaire en Aquitaine méridionale. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 4, 317–335.
- CROUZEL, F. 1957: Le Miocène continental du Bassin d'Aquitaine. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.* 54, 264p.
- CROUZEL, F. 1989: Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille 953: Eauze. Orléans BRGM.
- CROUZEL, F., DURANTHON, F. & GINSBURG, L. 1988: Découverte d'un riche gisement à petits et grands mammifères d'âge Orléanien dans le département du Gers (France). *C. R. Acad. Sci. Paris* 2, 101–104.
- DUBREUILH, J. 1989: Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluviatiles tertiaires du nord du Bassin d'Aquitaine. Passage aux formations lacustres, palustres et marines. *Doc. BRGM* 172, 461p.
- DUBREUILH, J., CAPDEVILLE, J.-P., FARJANEL, G., KARNAY, G., PLATEL, J.-P. & SIMON-COINCON, R. 1995: Dynamique d'un comblement continental néogène et quaternaire: l'exemple du Bassin d'Aquitaine. *Géologie de la France* 4, 3–26.
- DUPERON, J. & DUPERON-LAUDOUENEIX, M. 1985: Considérations sur les gisements à végétaux tertiaires du Sud-Ouest de la France. *Bull. Section Sci. 8, Paris*, 197–212.
- DUPOUY-CAMET, J. 1952: Recherches structurales sur les accidents triasiques du SW de l'Aquitaine. *Bull. Carte Géol. Fr.* 49, 289p.

- DURANTHON, F. & CAHUZAC, B. 1995: Contribution à une corrélation stratigraphique domaine marin / domaine continental dans le Miocène d'Aquitaine. *Strata* 7, 33–35.
- DURANTHON, F. & CAHUZAC, B. 1997: Éléments de corrélation entre échelles marines et continentales: les données du Bassin d'Aquitaine au Miocène. In: AGUILAR, J.-P., LEGENDRE, S. & MICHAUX, J. (Eds.), Actes du congrès Biochrom'97. Mém. et Trav. EPHE 21, Institut de Montpellier, 591–608.
- DURANTHON, F. & TASSY, P. 1994: Les mastodontes miocènes et le Proboscidean Datum Event en Aquitaine. *Strata* 6, 178.
- FABRE, A. 1939: Description géologique des terrains tertiaires du Médoc. Drouillard Ed., Bordeaux, 533p.
- GARDERE, P. 2002: Les Sables Fauves: dynamique sédimentaire et évolution morpho-structurelle du Bassin d'Aquitaine au Miocène moyen. *Strata* 40, 264 p.
- GARDERE, P. & CHAUVAUD, D. 2003: Évolution tectono-sédimentaire du bassin centre-aquitain pendant le Néogène. 9ème Congrès Français de Sédimentologie, Bordeaux, volume des résumés, p. 128.
- GARDERE, P., REY, J. & DURANTHON, F. 2002: Les «Sables Fauves», témoins de mouvements tectoniques dans le bassin d'Aquitaine au Miocène moyen. *C.R. Geoscience* 334, 987–994.
- GINSBURG, L. 1967: Une faune de mammifères dans l'Helvétien marin de Sos (Lot-et-Garonne) et de Rimbez (Landes). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 7, 5–18.
- GINSBURG, L. & BULOT, C. 2000: Sansan: le cadre stratigraphique. In: GINSBURG, L. (Ed.), La faune miocène de Sansan et son environnement. Mém. Mus. natn. Hist. nat. 183, 39–67.
- GOURINARD, Y. 1992: Précision et exactitude des grade-datations par les lignées de *Globigerinoides trilobus* et de *Rosita fornicata* (foraminifères planctoniques). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse* 128, 59–65.
- HAYWARD, B.W., GRENFELL, H.R., PULLIN, A.D., REID, C. & HOLLIS, C.J. 1997: Foraminiferal associations in the upper Waitemata Harbour, Auckland, New Zealand. *J. Royal Soc. New Zealand* 27, 21–51.
- HODELL, D.-A., MUELLER, P.-A. & GARRIDO, J.R. 1991: Variations in the strontium isotopic composition of seawater during the Neogene. *Geology* 19, 24–27.
- HODELL, D.-A. & WOODRUFF, F. 1994: Variations in the strontium isotopic ratio of seawater during the Miocene: Stratigraphic and geochemical implications. *Paleogeography* 9, 405–426.
- HUGUENY, M. & RINGEADE, M. 1990: Synthesis on the "Aquitanian" Lagomorph and Rodent faunas of the Aquitaine Basin (France). In: LINDSAY, E.H., FAHLBUSCH, V. & MEIN, P. (Eds.), European Neogene Mammal Chronology, 139–156.
- JACQUOT, E. 1870: Description géologique, minéralogique et agronomique du département du Gers, 1ère partie. Imprimerie Nationale, Paris, 138 p.
- JOHNSON, H.D. & BALDWIN, C.T. 1996: Shallow clastic seas. In: READING, H.G. (Ed.), Sedimentary environments processes, facies and stratigraphy, 3ème édition, 232–280.
- KIEKEN, M. 1973: Évolution de l'Aquitaine au cours du Tertiaire. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 7, 40–50.
- LAURIAT-RAGE, A., BREBION, P., CAHUZAC, B., CHAIX, C., DUCASSE, O., GINSBURG, L., JANIN, M.-C., LOZOUET, P., MARGEREL, J.-P., NASCIMENTO, A., PAIS, J., POIGNANT, A., POUYET, S. & ROMAN, J. 1993: Paleontological data about the climatic trends from Chattian to present along the Northeastern Atlantic frontage. *Ciências da Terra* (UNL) 12, 167–179.
- MEIN, P. 1975: Résultat du groupe de travail des vertébrés. In: SENES, J. (Ed.), Report on activity of the RCMNS Working Groups (1971–1975), Bratislava, 78–81.
- MEIN, P. 1989: Updating of MN zones. In: LINDSAY, E.H., FAHLBUSCH, V. & MEIN, P. (Eds.) *Europa Mammal Neogene Chronology*, NATO ASI Series, Plenum Press, New York, 73–90.
- LEMOIGNE, Y. 1988: La flore au cours des temps géologiques. *Geobios*, Mém. Sp. 10, 1–296.
- MAGNE, J., BAUDELOT, S., CROUZEL, F., GOURINARD, Y. & WALLEZ, M.-J. 1985: La mer du Langhien inférieur a envahi le centre du Bassin d'Aquitaine: arguments biostratigraphiques et géochronologiques. *C. R. Acad. Sc. Paris* 300, 961–964.
- OSLICK, J.-S., MILLER, K.-G., FEIGENSON, M.-D. & WRIGHT, J.-D. 1994: Oligocene-Miocene strontium isotopes: stratigraphic revisions and correlations inferred to an inferred glacio-eustatic record. *Paleoceanography* 9, 427–443.
- PLATEL, J.-P., 1990: Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille 926: Cazaubon. Orléans BRGM. Notice explicative, 66 p.
- POMEROL, C. 1973: Stratigraphie et Paléogéographie. Ère Cénozoïque. Doin Ed., Paris, 269 p.
- POSAMENTIER, H.W. & VAIL, P.R. 1988: Eustatic control on clastic deposition II-sequence and systems tracts models. In: WILGUS, C.K. et al. (Eds.), Sea level changes: an integrated approach, SEPM Spec. Pub. 42, 125–154.
- REPELIN, J. 1928: Le Bassin d'Aquitaine à l'époque Helvétienne: le Golfe marin. *C. R. Acad. Sciences Paris* 186, 708–709.
- REY, J., DURANTHON, F., GARDERE, P., GOURINARD, Y., MAGNE, J., FEINBERG, H. & MURATET, B. 1997: Découverte d'un encaissement entre dépôts de sables fauves dans la région de Sos (Miocène centre-aquitain). *Géologie de la France* 2, 23–29.
- RINGEADE, M. 1978: Contribution à la biostratigraphie des faciès continentaux d'Aquitaine (Eocène supérieur-Miocène inférieur) par l'étude des Micromammifères et des Charophytes. Thèse Université de Bordeaux I, n°572.
- SALARD-CHEBOLDAEFF, M. & OLLIVIER-PIERRE, M.-F. 2000: Palynologie et environnement du site de Sansan. In: GINSBURG, L. (Ed.), La faune miocène de Sansan et son environnement. Mém. Mus. natn. Hist. nat. 183, 117–127.
- SCHOEFFLER, J. 1971: Étude structurale des terrains molassiques du Piémont nord des Pyrénées de Peyrehorade à Carcassonne. Thèse d'Etat, Univ. Bordeaux, 325 p.
- SEN, S. & GINSBURG, L. 2000: La magnétostratigraphie du site de Sansan. In: GINSBURG, L. (Ed.), La faune miocène de Sansan et son environnement. Mém. Mus. natn. Hist. nat. 183, 69–81.
- SERRANO, O. 2001: Le Crétacé supérieur Paléogène du bassin compressif nord-pyrénéen (Bassin de l'Adour) – Sédimentologie, stratigraphie, géodynamique. Thèse Univ. Rennes I, n°2514, 173 p.
- VAIL, P.R., HARDENBOL, J. & TODD, R.G. 1984: Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. In: SCHLEE, J.S. (Ed.), Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation, AAPG Mem. 36, 129–144.
- VAIL, P.R., COLIN, J.P., JAN DU CHENE, R., KUCHLY, J., MEDIAVILLA, F. & TRIFILIEFF, V. 1987: La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 3, 1301–1321.
- VAKARCS, G., HARDENBOL, J., ABREU, V.-S., VAIL, P.R., VARNAI, P. & TARI, G. 1998: Oligocene-Middle Miocene depositional sequences of the central Paratethys and their correlation with regional stages. In: DE GRACIANSKY, P.-C., JACQUIN, T., FARLEY, X. & VAIL, P.-R. (Eds.), Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. SEPM Spec. Publ. 60, 209–231.
- WALL, D., DALE, B., LOHMANN, G. & SMITH, W. 1977: The environmental and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the North and South Atlantic Oceans and adjacent seas. *Marine Micropaleontology* 2, 121.

Manuscrit reçu le 1 juin 2004

Révision acceptée le 29 mars 2005

Published Online First November 23, 2005

