

DU DOMAINE CONTINENTAL AU DOMAINE MARIN OUVERT : ÉVOLUTION PALÉOENVIRONNEMENTALE DE L'ALBIEN AU MAASTRICHTIEN SUR LA MARGE D'ABIDJAN (CÔTE D'IVOIRE).

RÉSUMÉ

Le bassin sédimentaire ivoirien, développé le long de la marge transformante septentrionale du golfe de Guinée, enregistre au Crétacé le passage d'un domaine continental à un domaine marin ouvert. Cette étude reconstitue l'évolution paléoenvironnementale de la marge d'Abidjan à partir de l'analyse combinée de la sédimentologie et de la palynologie des déblais du puits AB-9X, entre 4740 ft ($\approx$ 1445 m) et 11750 ft ($\approx$ 3581 m). Six unités lithologiques ont été définies indépendamment de toute datation, puis replacées dans un cadre palynostratigraphique fondé sur les dernières apparitions (LAD) des miospores et des dinokystes, de l'Albien moyen au Maastrichtien. L'Albien s'est déposé dans un domaine continental à paralique de basse énergie, sous un climat chaud à tendance aride, et se termine par la progradation d'un système fluvio-deltaïque. L'influence marine s'installe au Cénomanién basal, où l'apparition des premiers dinokystes coïncide avec un changement de lithofaciès. Le Cénomanién et le Turonien correspondent à un milieu marin proximal en régime d'aggradation, et le Sénonien inférieur à un milieu marin proximal à apports terrigènes réduits. Une surface transgressive associée à un hiatus au passage Santonien-Campanien marque l'ennoiment du système détritique, en relation probable avec la subsidence thermique de la marge passive. Le Campanien enregistre le maximum d'influence marine, en plate-forme externe, et le Maastrichtien conserve un caractère marin ouvert, dans un contexte de sédimentation lente. La série décrit ainsi une mégaséquence transgressive, accompagnée d'une évolution vers des conditions climatiques plus humides. L'étude souligne la complémentarité des deux approches : la palynologie apporte la preuve de l'influence marine là où la sédimentologie en est dépourvue, tandis que la sédimentologie renseigne sur la dynamique des dépôts.

Mots-clés : Crétacé ; palynostratigraphie ; sédimentologie ; paléoenvironnements ; marge transformante ; bassin ivoirien ; golfe de Guinée.

ABSTRACT

The Ivorian sedimentary basin, which developed along the northern transform margin of the Gulf of Guinea, records the Cretaceous transition from a continental to an open marine domain. This study reconstructs the palaeoenvironmental evolution of the Abidjan margin through a combined sedimentological and palynological analysis of cuttings from well AB-9X, between 4740 ft ($\approx$ 1445 m) and 11750 ft ($\approx$ 3581 m). Six lithological units were first defined independently of any age

assignment, then placed within a palynostratigraphic framework based on the last appearance datums (LADs) of miospores and dinoflagellate cysts, ranging from the middle Albian to the Maastrichtian. The Albian was deposited in a low-energy continental to paralic setting under a hot, rather arid climate, and ends with the progradation of a fluvio-deltaic system. Marine influence was established in the earliest Cenomanian, where the first occurrence of dinoflagellate cysts coincides with a change in lithofacies. The Cenomanian and Turonian correspond to a proximal marine, aggradational setting, and the lower Senonian to a proximal marine setting with reduced terrigenous input. A transgressive surface associated with a hiatus at the Santonian–Campanian transition marks the drowning of the clastic system, probably related to the thermal subsidence of the passive margin. The Campanian records the maximum marine influence, in an outer shelf setting, while the Maastrichtian remains open marine under low sedimentation rates. The succession thus forms a transgressive megasequence, accompanied by a trend towards more humid climatic conditions. This study highlights the complementarity of both approaches: palynology provides evidence of marine influence where sedimentological criteria are lacking, whereas sedimentology documents depositional dynamics.

Keywords: Cretaceous; palynostratigraphy; sedimentology; palaeoenvironments; transform margin; Ivorian basin; Gulf of Guinea.

1. INTRODUCTION

1.1. Contexte général

L'ouverture de l'océan Atlantique équatorial au Crétacé inférieur s'est effectuée selon un mode essentiellement transformant, qui a donné naissance, le long de la bordure septentrionale du golfe de Guinée, à une succession de bassins en pull-apart séparés par de grandes zones de fracture (Masclé et Blarez, 1987 ; Basile *et al.*, 1993). Le bassin sédimentaire de Côte d'Ivoire, situé entre les zones de fracture de Saint-Paul et de la Romanche, en constitue l'un des exemples les plus représentatifs. Sa série crétacée enregistre le passage d'un domaine continental, contemporain de la séparation des plaques africaine et sud-américaine, à un domaine marin ouvert lié à l'établissement de la connexion océanique équatoriale entre l'Atlantique Nord et l'Atlantique Sud.

La reconstitution de cette évolution constitue un enjeu scientifique majeur. Elle permet de préciser le calendrier de l'ennoiement marin des marges transformantes ouest-africaines, de replacer les grandes discontinuités sédimentaires dans le cadre de l'évolution géodynamique de la marge, et de fournir des éléments de corrélation avec les bassins voisins du Ghana et du Bénin-Nigeria. Elle revêt également un intérêt appliqué, la distribution des faciès réservoirs et des roches mères dans les bassins du golfe de Guinée étant étroitement contrôlée par ces changements de milieux de dépôt.

68 1.2. Cadre géologique du bassin ivoirien

69 Le bassin sédimentaire ivoirien comprend un domaine onshore restreint, limité au nord par la faille
70 des lagunes, et un vaste domaine offshore, subdivisé en un bassin divergent profond (DeepIvorian
71 Basin) à l'ouest et une marge transformante à l'est, jalonnée par la ride marginale de Côte d'Ivoire-
72 Ghana (Basile *et al.*, 1993 ; Mascle *et al.*, 1998). Son histoire crétacée est classiquement décomposée,
73 dans le schéma géodynamique établi à partir de la sismique et des forages ODP, en trois phases
74 (Mascle et Blarez, 1987 ; Chierici, 1996 ; Mascle *et al.*, 1998) :

- 75 (i) une phase syn-rift et syn-transformante, d'âge aptien à albien, caractérisée par le dépôt de séries
76 silicoclastiques épaisses, de nature lacustre à deltaïque, fortement structurées ;
- 77 (ii) une phase de transition, marquée par une discordance tectonique majeure attribuée à la limite
78 Albien supérieur - Cénomanien inférieur et généralement rapportée à la séparation finale des
79 marges continentales ;
- 80 (iii) une phase de marge passive, installée à partir du Santonien, au cours de laquelle la subsidence
81 thermique favorise le dépôt de séries marines de plus en plus distales, passant d'argiles de plate-
82 forme à des faciès hémipélagiques au Crétacé terminal.

83 Un schéma tectono-sédimentaire complémentaire, établi à partir des forages pétroliers du bassin, a
84 été proposé par Digbehi (1987) et repris dans les synthèses ultérieures (Fea *et al.*, 2019). Il
85 décompose l'évolution du bassin en quatre phases : (1) une phase de rift (Barrémien-Albien),
86 caractérisée par des dépôts margino-fluviatiles ; (2) une phase d'expansion océanique précoce
87 (Cénomanien-Sénonien inférieur), marquée par les premières transgressions marines franches et le
88 dépôt de calcaires à calcisphères, érodés au cours du Sénonien inférieur ; (3) une phase d'expansion
89 active et de subsidence (Campanien – Maastrichtien), au cours de laquelle des argiles marines se
90 déposent en transgression sur des surfaces d'érosion affectant localement le Cénomanien ; (4) une
91 phase d'expansion maximale au Tertiaire, interrompue par une importante phase régressive de
92 l'Éocène à l'Oligocène. Les deux schémas s'accordent sur l'existence de deux inflexions majeures,
93 l'une au passage Albien – Cénomanien, l'autre au cours du Sénonien.

94 Ces schémas, établis principalement à partir de la sismique, des forages pétroliers et des forages de
95 l'OceanDrilling Program (Leg 159) implantés sur la ride marginale, restent toutefois imparfaitement
96 contraints dans le domaine de plate-forme, en particulier sur la marge d'Abidjan, où la chronologie
97 précise des discontinuités et la nature des milieux de dépôt associés sont encore débattues.

98 1.3. État des connaissances biostratigraphiques et paléoenvironnementales

99 La biostratigraphie palynologique du Crétacé ivoirien repose sur les travaux fondateurs de Jardiné
100 et Magloire (1965), qui ont établi les premières zonations à spores et pollen des bassins du Sénégal
101 et de Côte d'Ivoire. Ces travaux ont mis en évidence, pour l'Albien et le Cénomanien, des
102 palynoflores à formes élatérées, *Afropollis* et *Classopollis*, caractéristiques de la province

103 microflorale d'Afrique-Amérique du Sud (Herngreenet *al.*, 1996). Les études ultérieures ont
104 proposé une échelle biostratigraphique locale combinant foraminifères et palynomorphes (Digbehiet
105 *al.*, 1997) et précisé la palynostratigraphie et les paléoenvironnements du Crétacé supérieur,
106 notamment du Campanien et du Maastrichtien (Digbehiet *al.*, 1996a ; Tea-Yassiet *al.*, 1999). Plus
107 récemment, l'étude de sondages de la marge occidentale a permis d'affiner la biostratigraphie à
108 dinokystes du Crétacé supérieur (Guédé *et al.*, 2019), tandis que des travaux comparables ont été
109 menés dans le bassin voisin de South Tano, au Ghana (Achaegakwo et Atta-Peters, 2021).
110 Ces travaux présentent néanmoins plusieurs limites. D'une part, ils portent majoritairement sur le
111 Crétacé supérieur, et plus particulièrement sur l'intervalle Campanien-Maastrichtien, alors que les
112 séries albo-turonienues, qui enregistrent la transition entre domaines continental et marin, n'ont fait
113 l'objet que d'études plus ponctuelles, fondées sur les foraminifères planctoniques (Bamba *et al.*,
114 2011), sur l'analyse sédimentologique et ichnologique de carottes cénomaniennes (Fea *et al.*, 2019)
115 ou, dans le bassin voisin de Tano, sur les palynofaciès (Atta-Peters et Achaegakwo, 2016) ; cette
116 transition n'a pas encore été documentée de manière continue par une approche intégrée associant
117 sédimentologie et palynologie sur l'ensemble du Crétacé. D'autre part, les interprétations
118 paléoenvironnementales divergent parfois pour un même intervalle : les assemblages campaniens
119 ont ainsi été rapportés, selon les auteurs et les secteurs, à des milieux estuariens sous climat tropical
120 humide (Tea-Yassiet *al.*, 1999) ou à des milieux marins francs. Enfin, les approches
121 biostratigraphiques et sédimentologiques ont le plus souvent été conduites séparément, les
122 interprétations paléoenvironnementales reposant tantôt sur la seule microfaune, tantôt sur la seule
123 palynologie, sans confrontation systématique avec l'analyse des lithofaciès.

124 **1.4. Problématique et objectifs**

125 Dans ce contexte, plusieurs questions restent ouvertes. À quel moment et selon quelles modalités
126 l'influence marine s'est-elle installée sur la marge d'Abidjan ? La transition entre le domaine
127 continental albien et le domaine marin du Crétacé supérieur a-t-elle été progressive ou marquée par
128 des discontinuités ? Quelle est la nature de la limite Santonien-Campanien, contemporaine de
129 l'installation de la marge passive ? Enfin, dans quelle mesure les signaux sédimentologique et
130 palynologique convergent-ils, et que révèlent leurs éventuelles divergences ?

131 La présente étude se propose de répondre à ces questions à partir de l'analyse du puits AB-9X, foré
132 sur la marge d'Abidjan, qui traverse une succession crétacée comprise entre 4740 ft ($\approx$ 1445 m) et
133 11750 ft ($\approx$ 3581 m), de l'Albien moyen au Maastrichtien. Elle poursuit trois objectifs :

134 (1) caractériser les lithofaciès de la série et en déduire, indépendamment de toute datation,
135 l'évolution des milieux de dépôt à partir des seuls critères sédimentologiques ;

136 (2) établir un cadre palynostratigraphique fondé sur les dernières apparitions (LAD) des taxons de
137 miospores et de dinokystes, et reconstituer les paléoenvironnements à partir des seuls assemblages
138 palynologiques ;

139 (3) confronter ces deux approches afin de proposer un modèle intégré de l'évolution
140 paléoenvironnementale du Crétacé de la marge d'Abidjan, et de discuter la signification des
141 principales discontinuités dans le cadre de l'évolution géodynamique de la marge transformante
142 ivoirienne.

143 La démarche adoptée est volontairement séquentielle : l'analyse sédimentologique est conduite en
144 premier, sans référence aux âges, afin de fournir une lecture des milieux de dépôt indépendante de
145 la biostratigraphie ; la palynologie intervient ensuite pour dater la série et apporter ses propres
146 critères paléoenvironnementaux. Cette séparation permet d'évaluer objectivement la convergence
147 ou la divergence des deux signaux, avant leur intégration dans une synthèse commune.

148 **2. MATÉRIEL ET MÉTHODES**

149 **2.1. Localisation du puits et matériel étudié**

150 Le puits AB-9X est implanté sur la marge d'Abidjan, dans le domaine offshore du bassin
151 sédimentaire ivoirien (Fig. 1). Il a traversé une série crétacée comprise entre 4740 ft ($\approx$ 1445 m) et
152 la profondeur finale de 11750 ft ($\approx$ 3581 m). Les profondeurs sont exprimées en pieds (ft), unité de
153 référence des données de forage, et converties en mètres à titre indicatif (1 ft = 0,3048 m). La cote
154 de 4740 ft correspond au sommet de l'intervalle étudié.

155 Le matériel étudié est constitué exclusivement de 192 échantillons de déblais de forage (*cuttings*),
156 prélevés au cours du forage. L'analyse sédimentologique a porté sur l'ensemble des échantillons.
157 L'analyse palynologique a été réalisée sur les échantillons à fraction fine (argilites et siltites), les
158 niveaux sableux étant peu favorables à la préservation des palynomorphes. Les deux analyses ayant
159 été conduites sur les mêmes prélèvements, leurs cotes sont directement comparables.

160



Figure 1. Carte de localisation du puits AB-9X dans le bassin de Côte d'Ivoire.

2.2. Analyse sédimentologique

2.2.1. Description des déblais

Après lavage et séchage, les déblais ont été examinés à la loupe binoculaire. La description a porté sur les paramètres suivants :

(i) la couleur, à l'état sec ; (ii) la texture des roches détritiques : granulométrie, estimée par comparaison avec une charte visuelle ; classement ; forme des grains, appréciée selon l'échelle d'émoussé de Powers (1953) ; (iii) la nature du ciment et la teneur en carbonates, évaluées par réaction à l'acide chlorhydrique dilué (10 %) ; (iv) les constituants accessoires : micas détritiques, matière organique figurée (débris charbonneux et micro-charbonneux) et glauconie ; (v) la dureté et le mode de débit des argilites (cassure en blocs, débit subfissile).

Les calcaires ont été décrits selon la classification texturale de Dunham (1962). Les termes lithologiques employés suivent la nomenclature française : argilite, siltite et grès.

2.2.2. Définition des unités et interprétation

La série a été découpée en unités lithologiques sur la seule base des lithofaciès. Les intervalles successifs présentant des lithofaciès identiques ont été regroupés au sein d'une même unité, en conservant leurs cotes respectives. Cette étape a été conduite sans référence aux âges, afin de fournir une lecture des milieux de dépôt indépendante de la biostratigraphie.

L'interprétation paléoenvironnementale repose exclusivement sur des critères sédimentologiques : proportion relative des lithofaciès, maturité texturale et minéralogique des grès, couleur des argilites, abondance de la matière organique figurée et présence de minéraux authigènes. La glauconie a été retenue comme critère diagnostique d'un milieu marin à faible taux de sédimentation (Odin et Matter, 1981). À l'inverse, le ciment calcaire des grès, d'origine diagenétique, n'a pas été utilisé comme indicateur de milieu de dépôt.

186 2.3. Analyse palynologique

187 2.3.1. Préparation des échantillons

188 Les échantillons ont été traités selon les méthodes palynologiques standard (Wood *et al.*, 1996).
189 Pour chaque échantillon, 20 g de sédiment ont été successivement attaqués par l'acide
190 chlorhydrique à 37 % pour éliminer les carbonates, puis par l'acide fluorhydrique à 70 % pour
191 éliminer les silicates ; les fluorures néoformés ont été éliminés par un traitement à l'acide
192 chlorhydrique à chaud. Le résidu organique a été tamisé sur une maille de 10 µm. Les résidus ont
193 été montés entre lame et lamelle et examinés au microscope optique de marque optikaen lumière
194 transmise.

195 2.3.2. Identification et estimation des abondances

196 Les palynomorphes ont été identifiés et distingués en deux groupes : les palynomorphes
197 continentaux (miospores, c'est-à-dire spores et grains de pollen) et les palynomorphes marins
198 (kystes de dinoflagellés, ou dinokystes). La détermination taxonomique adoptée des palynomorphes
199 suit la classification morphographique de Potonié (1956) pour les spores et grains de pollen et les
200 index de Lentinet Williams (1989, 1993) et Williams *et al.* (2017) pour les kystes de dinoflagellés.
201 Ces taxons ont été comparés à ceux issus des travaux palynologiques réalisés principalement sur le
202 Crétacé et le Tertiaire d'Afrique de l'Ouest et, dans une moindre mesure, sur le Crétacé et le
203 Tertiaire d'Amérique du Sud et du monde. Jardiné et Magloire (1965), Jan du Chêne (1977), Jan du
204 Chêne *et al.* (1978, 1985), Evitt (1985), Digbehi *et al.* (1996a, 1996b) et Masure *et al.* (1996). Les
205 rapports internes de PETROCI (2000, 2005) ont également été utilisés.

206 Les abondances ont été estimées de manière semi-quantitative selon les classes suivantes : très rare,
207 rare, commun et abondant. La diversité des assemblages a été appréciée qualitativement.

208 2.3.3. Principes de datation

209 Sur des déblais de forage, les échantillons peuvent être contaminés par des éléments éboulés des
210 niveaux supérieurs (*caving*). Les premières apparitions stratigraphiques des taxons (*first*
211 *appearancedatum*, FAD) ne sont donc pas fiables. La datation repose ainsi exclusivement sur les
212 dernières apparitions stratigraphiques (*last appearancedatum*, LAD), reconnues dans le puits
213 comme les occurrences les plus hautes de chaque taxon.

214 Les résultats étant présentés dans l'ordre de la sédimentation, le toit de chaque étage est défini par la
215 LAD de ses marqueurs, et sa base est placée immédiatement au-dessus de la LAD des marqueurs de
216 l'étage sous-jacent. Les extensions stratigraphiques retenues pour les marqueurs sont celles des
217 référentiels régionaux (Jardiné et Magloire, 1965 ; Digbehi *et al.*, 1997 ; PETROCI, 2000, 2005).

218 2.3.4. Critères paléoenvironnementaux

219 L'interprétation paléoenvironnementale repose exclusivement sur les palynomorphes (Tyson,
220 1995). Les critères retenus sont les suivants :

- 221 (i) la présence ou l'absence de dinokystes : leur absence totale, associée à la dominance des
222 miospores, est interprétée comme l'indice d'un milieu non marin (continental);
- 223 (ii) la proportion relative des dinokystes et des miospores : elle renseigne sur la proximité des
224 sources continentales ;
- 225 (iii) la diversité des dinokystes : une diversité relative élevée exclut un milieu confiné ou à salinité
226 fortement réduite ;
- 227 (iv) la composition des assemblages : dominance d'un taxon, présence de genres péridinioïdes ou de
228 palynomorphes d'eau douce.
- 229 Les données de foraminifères et de calcisphères ainsi que les arguments lithologiques ont été
230 délibérément exclus de cette étape. Lorsque les données palynologiques ne permettent pas de
231 conclure, cela est explicitement signalé.

232 **2.4. Démarche d'intégration**

233 La démarche adoptée est séquentielle. L'analyse sédimentologique est conduite en premier, sans
234 référence aux âges ; l'analyse palynologique permet ensuite de dater la série et fournit ses propres
235 critères paléoenvironnementaux. Les unités lithologiques sont enfin replacées dans le cadre
236 stratigraphique palynologique, et les deux interprétations paléoenvironnementales sont confrontées
237 intervalle par intervalle. Pour chaque intervalle, cette confrontation distingue les cas de
238 convergence, où les deux approches aboutissent au même milieu, les cas de complémentarité, où
239 l'une apporte un argument dont l'autre est dépourvue, et les cas de divergence, qui sont soumis à la
240 discussion.

241 **3. RÉSULTATS ET INTERPRÉTATION**

242 **3.1. LITHOLOGIE ET PALÉOENVIRONNEMENTS SÉDIMENTAIRES**

243 **3.1.1. Unité lithologique 1 (11750 – 8440 ft ; $\approx$ 3581 – 2573 m)**

244 ***Lithologie***

245 L'unité 1 (Fig. 2) correspond à une série à dominante argileuse, dans laquelle s'intercalent de minces
246 bancs de grès et de siltites ainsi que, plus rarement, des passées calcaires. Les argilites, gris foncé à
247 noir brunâtre, sont fermes, à cassure en blocs, micromicacées et silteuses ; elles renferment des
248 débris micro-charbonneux et sont dépourvues de carbonates. Les grès, gris clair à gris
249 moyennement foncé, fermes et localement indurés, sont constitués de grains de quartz translucides
250 très fins à fins, atteignant localement la classe des silts, subanguleux et bien classés ; ils présentent
251 un ciment siliceux, localement faiblement calcaire, et contiennent des micas fins ainsi que des traces
252 de matière micro-charbonneuse. Les siltites, gris clair à gris verdâtre foncé, friables à fermes, non à
253 faiblement calcaires, passent localement à des grès très fins. Les calcaires, blancs, friables et

254 localement légèrement silteux, relèvent des faciès mudstone à wackestone et renferment des traces
255 de micromicas et de matière micro-charbonneuse.

256 ***Paléoenvironnement sédimentologique***

257 La prépondérance des argilites témoigne d'une sédimentation dominée par la décantation de
258 particules fines en suspension, dans un milieu de faible énergie hydrodynamique. Leur teinte
259 sombre, associée à la présence de matière organique figurée d'origine végétale, pourrait refléter une
260 bonne préservation de la matière organique, favorisée par un enfouissement rapide ou par des
261 conditions peu oxygénées à l'interface eau-sédiment ; elle atteste par ailleurs la proximité de
262 sources continentales.

263 Les intercalations de grès très fins à fins, texturalement matures, et de siltites enregistrent des
264 apports épisodiques mis en place par des courants tractifs de faible compétence, tels que des
265 épandages de crue ou des décharges distales de chenaux. Les rares niveaux de calcaire micritique
266 signalent des phases de faible turbidité, propices à l'accumulation de boues carbonatées. L'absence
267 de glauconie et le caractère non carbonaté des argilites ne fournissent, en revanche, aucun indice
268 sédimentologique d'une influence marine franche. L'ensemble de ces caractères est compatible avec
269 un milieu continental à paraliq de basse énergie, de type plaine d'inondation ou lac.

270 **3.1.2. Unité lithologique 2 (8440 – 7920 ft et 7920 – 7030 ft ; $\approx$ 2573 – 2143 m)**

271 ***Lithologie***

272 Les intervalles 8440 – 7920 ft et 7920 – 7030 ft présentent des lithofaciès identiques et sont
273 regroupés au sein de l'unité 2. La sédimentation y demeure essentiellement argileuse. Les argilites,
274 gris foncé à noir brunâtre, fermes, à cassure en blocs, légèrement micromicacées et légèrement
275 silteuses, renferment des matières charbonneuses et sont dépourvues de carbonates. Elles alternent
276 avec de minces bancs de grès gris clair à gris moyennement foncé, fermes à friables, à grains de
277 quartz translucides très fins à fins, subanguleux et bien classés, à ciment siliceux, localement
278 faiblement calcaires, micromicacés et localement riches en matière charbonneuse. Des traces de
279 calcaire y sont également observées.

280 L'unité 2 se distingue de l'unité 1 par la disparition des siltites et par l'enrichissement local des grès
281 en matière charbonneuse.

282 ***Paléoenvironnement sédimentologique***

283 L'unité 2 prolonge le régime de basse énergie de l'unité 1 : la sédimentation reste dominée par la
284 décantation argileuse, entrecoupée d'apports sableux fins mis en place par des courants de faible
285 compétence. L'enrichissement local des grès en matière organique figurée traduit une influence
286 continentale toujours marquée. En l'absence de glauconie et d'argilites carbonatées, aucun indice
287 sédimentologique d'influence marine n'est relevé. Le milieu demeure continental à paraliq de
288 basse énergie.

289 **3.1.3. Unité lithologique 3 (7030 – 6830 ft ; $\approx$ 2143 – 2082 m)**

290 ***Lithologie***

291 L'unité 3 est constituée d'une séquence de grès à grain très fin à grossier, interstratifiés avec des
292 argilites comparables à celles des unités sus-jacentes. Les descriptions disponibles ne permettent
293 pas de préciser davantage la texture et la composition de ces grès.

294 ***Paléoenvironnement sédimentologique***

295 L'apparition, à 7030 ft, de sables grossiers constitue une rupture sédimentologique majeure.
296 L'élargissement brutal du spectre granulométrique traduit un accroissement de la compétence des
297 courants et du flux détritique, que l'on peut rapporter à la **progradation d'un système fluvio-**
298 **deltaïque** sur le domaine de basse énergie sous-jacent. L'unité 3 marque ainsi la transition vers le
299 régime sédimentaire de l'unité 4.

300 **3.1.4. Unité lithologique 4 (6830 – 5830 ft et 5830 – 5460 ft ; $\approx$ 2082 – 1664 m)**

301 ***Lithologie***

302 Les intervalles 6830 – 5830 ft et 5830 – 5460 ft présentent des lithofaciès identiques et sont
303 regroupés au sein de l'unité 4, qui consiste en une alternance de grès et d'argilites. Les grès, gris
304 clair à blanchâtres, fermes à friables, sont formés de grains de quartz translucides,
305 occasionnellement blanc laiteux, fins à grossiers et rarement très grossiers, subanguleux à
306 subarrondis, moyennement à mal classés ; ils sont micacés et cimentés par de la calcite. Les
307 argilites, gris foncé à gris moyennement foncé, fermes, à cassure en blocs, légèrement
308 micromicacées et silteuses, contiennent des traces de matière micro-charbonneuse et sont
309 dépourvues de carbonates.

310 ***Paléoenvironnement sédimentologique***

311 Les grès de l'unité 4 se distinguent nettement de ceux des unités 1 et 2 par une granulométrie plus
312 grossière, un classement médiocre, un émoussé faible à moyen et la présence de micas détritiques.
313 Ces caractères définissent des sables texturalement immatures, faiblement remaniés et déposés
314 rapidement à proximité de leur source. L'alternance de sables et d'argilites silteuses exprime une
315 forte variabilité de l'énergie du milieu : les niveaux sableux correspondent à des pulsations
316 d'apports détritiques, tandis que les argilites enregistrent les phases de décantation qui les séparent.
317 La réduction de la matière organique figurée à l'état de traces traduit un affaiblissement de
318 l'influence continentale directe par rapport aux unités 1 et 2.

319 Ces faciès sont compatibles avec un milieu détritique proximal de front de delta à plate-forme
320 interne, soumis à des apports sableux récurrents. Leur constance sur une épaisseur d'environ 1370 ft
321 ($\approx$ 418 m) indique la pérennité des conditions de dépôt et suggère un régime d'aggradation, dans
322 lequel le flux sédimentaire compensait approximativement la création d'espace d'accommodation.

323 Le ciment calcaire des grès, d'origine diagénétique, ne constitue pas en soi un critère de milieu de
324 dépôt ; il pourrait néanmoins refléter la circulation de fluides interstitiels enrichis en carbonates.

325 **3.1.5. Unité lithologique 5 (5460 – 5400 ft ; $\approx$ 1664 – 1646 m)**

326 ***Lithologie***

327 L'unité 5 est constituée de grès interstratifiés avec des argilites, semblables à ceux de l'unité 4. Les
328 grès, gris clair à blanchâtres, occasionnellement blanc laiteux, fermes à friables, sont fins à grossiers
329 et rarement très grossiers, subanguleux à subarrondis, moyennement à mal classés, micacés, à
330 ciment calcaire, et renferment des traces de matière charbonneuse. Les argilites, gris foncé à gris
331 moyennement foncé, fermes, à cassure en blocs, légèrement micromicacées et silteuses, contiennent
332 des traces de matière micro-charbonneuse et sont dépourvues de carbonates. L'unité se distingue de
333 l'unité 4 par la présence, dans certains échantillons, de traces de calcaires blancs, friables,
334 localement silteux à sableux, de faciès mudstone à wackestone et légèrement micromicacés.

335 ***Paléoenvironnement sédimentologique***

336 L'association gréso-argileuse héritée de l'unité 4 témoigne de la persistance d'apports détritiques
337 proximaux. L'apparition de calcaires micritiques constitue toutefois un élément nouveau : elle
338 traduit l'installation, au moins temporaire, de conditions favorables à la production ou à
339 l'accumulation de carbonates, ce qui implique une diminution du flux terrigène et une moindre
340 turbidité des eaux. Le caractère silteux à sableux de ces calcaires montre que les épisodes
341 carbonatés restaient contaminés par des apports détritiques.

342 Cette unité de faible épaisseur (60 ft, soit $\approx$ 18 m) enregistre ainsi l'amorce d'une réduction des
343 apports terrigènes, prélude à l'ennoiement du système détritique.

344 **3.1.6. Unité lithologique 6 (5400 – 5000 ft et 5000 – 4740 ft ; $\approx$ 1646 – 1445 m)**

345 ***Lithologie***

346 Les intervalles 5400 – 5000 ft et 5000 – 4740 ft présentent des lithofaciès très comparables et sont
347 regroupés au sein de l'unité 6. Celle-ci est constituée d'argilites gris foncé à gris brunâtre foncé,
348 fermes, à cassure en blocs, localement subfissiles, légèrement micromicacées, légèrement silteuses
349 et glauconieuses. Les grès, qui caractérisaient les unités sous-jacentes, ne sont plus signalés.
350 L'intervalle supérieur (5000 – 4740 ft) se distingue par deux nuances : les argilites y deviennent
351 localement très faiblement calcaires et la glauconie y est abondante.

352 ***Paléoenvironnement sédimentologique***

353 La disparition des sables à 5400 ft marque une modification fondamentale du régime sédimentaire.
354 Le dépôt, désormais exclusivement argileux, s'effectue par décantation dans un milieu calme,
355 éloigné des sources détritiques grossières et peu affecté par l'action des vagues. Le débit localement
356 subfissile des argilites suggère la conservation d'une fine lamination, compatible avec une faible
357 agitation du fond.

358 La présence de glauconie constitue le critère déterminant : ce minéral authigène se forme en milieu
359 marin, à l'interface eau-sédiment, dans des contextes caractérisés par un faible taux de
360 sédimentation. L'unité 6 correspond donc à un milieu marin franc de plate-forme, à faible taux de
361 sédimentation. Le contact brutal entre les alternances grés-argileuses de l'unité 5 et les argilites
362 glauconieuses de l'unité 6 peut être interprété comme une surface transgressive, traduisant un
363 approfondissement rapide et un recul des sources détritiques.

364 Dans l'intervalle supérieur, l'abondance de la glauconie traduit un ralentissement marqué du taux de
365 sédimentation, qui pourrait correspondre à un niveau condensé. Le caractère localement faiblement
366 calcaire des argilites indique une contribution carbonatée accrue à la fraction fine, en accord avec
367 une réduction relative des apports terrigènes.

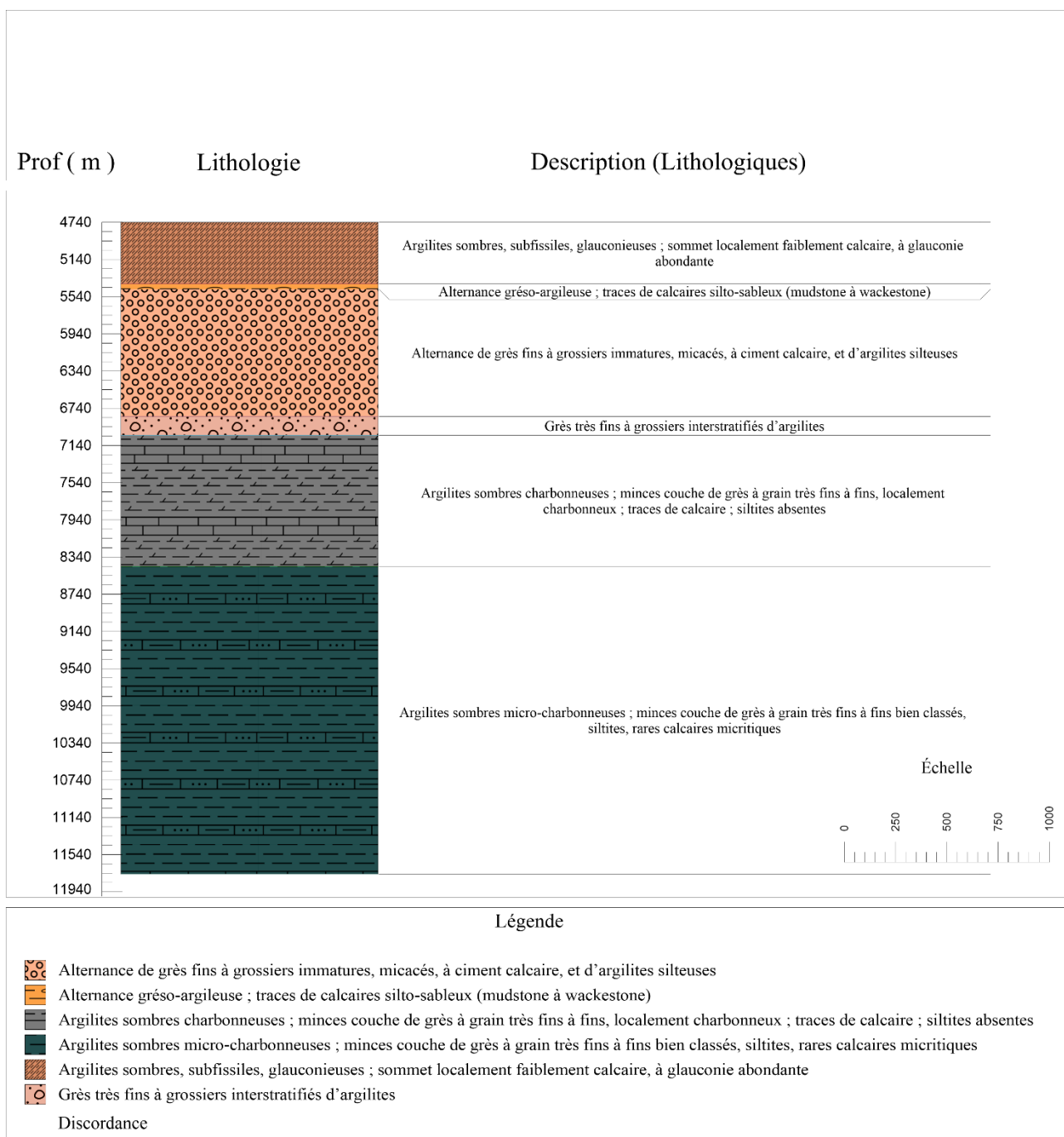


Figure 2. Log lithologique synthétique du puits AB-9X.

3.1.7. Synthèse sédimentologique

La succession étudiée s'organise en trois ensembles. À la base, les unités 1 et 2 (11750 – 7030 ft) enregistrent une sédimentation argileuse de basse énergie, riche en matière organique figurée, dans un domaine continental à paralique. À partir de 7030 ft, l'arrivée de sables grossiers et immatures marque la progradation d'un système détritique proximal (unité 3), qui se maintient en aggradation sur toute l'épaisseur de l'unité 4. L'unité 5 amorce une réduction des apports terrigènes, dont témoigne l'apparition de calcaires micritiques.

377 La limite entre les unités 5 et 6, à 5400 ft, matérialise une rupture majeure : l'arrêt des apports
378 sableux et l'installation d'argilites glauconieuses traduisent un ennoiment du système et
379 l'établissement d'un milieu marin franc de plate-forme. Le sommet de l'unité 6, caractérisé par une
380 glauconie abondante, enregistre une sédimentation lente, probablement condensée.
381 Considérée dans son ensemble, la série décrit une évolution progradante puis rétrogradante,
382 conduisant d'un domaine continental à paraliq à un domaine marin ouvert. Les unités
383 lithologiques et leur interprétation sont récapitulées dans le Tableau 1.

384 **Tableau 1.** Unités lithologiques et paléoenvironnements sédimentologiques, dans l'ordre de la
385 sédimentation.

Unité	Cotes ft (m)	Lithofaciès dominants	Paléoenvironnement sédimentologique
U1	11750 – 8440 (3581 – 2573)	Argilites sombres micro-charbonneuses ; minces grès très fins à fins bien classés, siltites, rares calcaires micritiques	Continental à paraliq de basse énergie (plaine d'inondation, lac)
U2	8440 – 7920 et 7920 – 7030 (2573 – 2143) ; intervalles regroupés	Argilites sombres charbonneuses ; minces grès très fins à fins, localement charbonneux ; traces de calcaire ; siltites absentes	Continental à paraliq de basse énergie
U3	7030 – 6830 (2143 – 2082)	Grès très fins à grossiers interstratifiés d'argilites	Progradation fluvio-deltaïque
U4	6830 – 5830 et 5830 – 5460 (2082 – 1664) ; intervalles regroupés	Alternance de grès fins à grossiers immatures, micacés, à ciment calcaire, et d'argilites silteuses	Front de delta à plate-forme interne ; aggradation
U5	5460 – 5400 (1664 – 1646)	Alternance grés-argileuse ; traces de calcaires silto-sableux (mudstone à wackestone)	Détritique proximal ; amorce de réduction des apports terrigènes
U6	5400 – 5000 et 5000 – 4740 (1646 – 1445) ; intervalles regroupés	Argilites sombres, subfissiles, glauconieuses ; sommet localement faiblement calcaire, à glauconie abondante	Marin franc de plate-forme ; décantation ; sommet probablement condensé

386
387

388 **3.2. PALYNOSTRATIGRAPHIE ET PALÉOENVIRONNEMENTS PALYNOLOGIQUES**

389 **3.2.1. Albien moyen (11750 – 7920 ft ; ≈ 3581 – 2414 m)**

390 ***Palynostratigraphie***

391 L'attribution à l'Albien moyen repose principalement sur la LAD
392 d'*Appendicisporitespotomacensis*(Pl. 1, fig. 1) à 8110 ft. Les assemblages comprennent également
393 *Classopollisspinosus* (8020 ft) ainsi que des formes à élatères : *Elaterosporitesklaszi* (Pl. 1, fig. 3),
394 *E. verrucatus* (Pl. 1, fig. 4) et *E. protensus* (Pl. 1, fig. 5). Le toit de l'Albien moyen est fixé à 7920
395 ft, cote de la LAD d'*Afropollisjardinus* (Pl. 1, fig. 6), qui coïncide avec une modification nette de la
396 distribution des miospores. La tranche 8110 – 7920 ft, située au-dessus de la LAD d'A.

397 *potomacensis*, est ainsi rattachée à l'Albien moyen sur la base d'*A. jardinus* et de ce changement
398 d'assemblage. Ce niveau est utilisé ici comme repère local.

399 Les formes à élatères, restreintes à l'Albien moyen et supérieur, confirment l'âge albien. Aucun
400 marqueur plus ancien n'ayant été reconnu sous 8110 ft, l'attribution de la tranche 8110 – 11750 ft à
401 l'Albien moyen repose sur l'absence de taxons d'âge antérieur. La profondeur finale du puits se
402 situe donc dans des dépôts d'âge albien moyen, sans que la base de la série forée puisse être datée
403 plus précisément par la palynologie.

404 **Paléoenvironnement**

405 Sur l'ensemble de l'intervalle, les assemblages sont exclusivement constitués de miospores,
406 communes entre 8470 et 7920 ft, communes à abondantes entre 11750 et 8470 ft (la cote de 8470 ft
407 ne marque qu'une variation d'abondance des miospores) ; aucun dinokyste n'est enregistré.
408 L'absence totale de palynomorphes marins, associée à la dominance des miospores, plaide en
409 faveur d'un milieu de dépôt non marin, sous influence continentale directe.

410 **3.2.2. Albien supérieur (7920 – 6830 ft ; $\approx$ 2414 – 2082 m)**

411 **Palynostratigraphie**

412 La base de l'Albien supérieur est placée à 7920 ft, au niveau de la LAD d'*Afropollisjardinus* et de
413 la modification nette de la distribution des miospores. Son toit est fixé à 6830 ft par les LAD
414 concomitantes de *Classopollismartinotii*, *Classopollisjardinei* (Pl. 1, fig. 7) et
415 *Steevesipollenitesgrambastii*, association caractéristique de l'Albien.

416 Ces marqueurs attestent un âge albien sans permettre, à eux seuls, de préciser l'Albien supérieur.
417 L'attribution à l'Albien supérieur ne repose pas sur un marqueur palynologique propre ; elle
418 découle de la position de l'intervalle au-dessus de l'Albien moyen.

419 Les assemblages sont exclusivement composés de miospores. Entre 7920 et 7030 ft, celles-ci sont
420 rares à communes et relativement diversifiées, à l'exception de *Classopollisclassoides* (Pl. 1, fig. 2),
421 fortement représenté.

422 **Paléoenvironnement**

423 Les assemblages sont exclusivement continentaux : miospores communes à abondantes, dominées
424 par *Classopollisclassoides*, sans dinokystes. La forte dominance de ce pollen, produit par des
425 Cheirolepidiaceae, conifères thermophiles et xérophiles fréquemment associés aux milieux côtiers,
426 peut refléter la proximité d'un littoral colonisé par ces peuplements. Elle ne constitue cependant
427 pas, en soi, un indicateur marin. Le signal palynologique indique ainsi un milieu continental,
428 éventuellement côtier.

429 **3.2.3. Cénomanién (6830 – 5830 ft ; $\approx$ 2082 – 1777 m)**

430 **Palynostratigraphie**

431 La base du Cénomani est placée immédiatement au-dessus des LAD de *Classopollisjardinei*, *C.*
432 *martinotii* et *Steevesipollenitesgrambastii* (6830 ft), qui marquent le toit de l'Albien. Le toit du
433 Cénomani est défini par la LAD de *Classopollisclassoides* à 5830 ft. L'âge cénomani est
434 conforté par la présence du pollen *Steevesipollenitescupuliformis* (Pl. 1, fig. 8) à 6040 ft.

435 **Paléoenvironnement**

436 Le Cénomani renferme les premiers dinokystes du puits. Leur présence, conjointe à celle des
437 miospores, atteste une influence marine franche. L'assemblage, relativement appauvri, se compose
438 de dinokystes et de miospores rares à communs. Bien que rares, les dinokystes sont relativement
439 diversifiés, ce qui exclut un milieu confiné ou à salinité fortement réduite. La part encore
440 importante des miospores traduit la proximité des sources continentales. Ces caractères sont
441 compatibles avec un milieu marin proximal, de type néritique interne. L'appauvrissement général
442 des assemblages peut par ailleurs traduire des conditions de préservation défavorables, ce qui invite
443 à la prudence dans leur interprétation.

444 **3.2.4. Turonien (5830 – 5460 ft ; $\approx$ 1777 – 1664 m)**

445 **Palynostratigraphie**

446 La base du Turonien est placée immédiatement au-dessus de la LAD de *Classopollisclassoides*
447 (5830 ft). Son toit est fixé à 5460 ft par la LAD de la miospore *Tricolpites* sp. SC.I 13 (Pl. 2, fig. 1),
448 seul marqueur palynologique d'âge turonien reconnu dans le puits. Fondée sur un taxon unique, en
449 nomenclature ouverte, cette datation doit être considérée comme fragile.

450 **Paléoenvironnement**

451 Aucune donnée sur la composition, l'abondance ou la diversité des assemblages turoniens n'étant
452 disponible, le paléoenvironnement de cet intervalle ne peut être établi sur une base palynologique.

453 **3.2.5. Sénonien inférieur (5460 – 5400 ft ; $\approx$ 1664 – 1646 m)**

454 **Palynostratigraphie**

455 La base du Sénonien inférieur (Coniacien – Santonien) est placée immédiatement au-dessus de la
456 LAD de *Tricolpites* sp. SC.I 13 (5460 ft). Son toit est défini par la LAD du
457 dinokyste *Odontochitina porifera* (Pl. 2, fig. 2a, b) à 5400 ft, qui atteste la présence de dépôts
458 santonien. Ce marqueur est associé aux miospores et mégaspores *Ephedripites ambiguus* (Pl. 2, fig.
459 6a, b), *Zlavisporis blanensis* (Pl. 2, fig. 3a, b), *Ariadnaesporites spinosus* (Pl. 2, fig. 4),
460 *Ariadnaesporites potoniei*, *Ariadnaesporites longiprocessum* (Pl. 2, fig. 5) et
461 *Inaperturopollenites* spp. (Pl. 2, fig. 7a–c). Aucun marqueur n'individualise le Coniacien, dont la
462 présence n'est donc pas démontrée.

463 **Paléoenvironnement**

464 Les assemblages comprennent des dinokystes et des miospores rares à communs. La présence de
465 dinokystes, dont *Odontochitina porifera*, atteste un milieu marin, tandis que la contribution notable
466 des miospores traduit la persistance d'apports continentaux. Le signal palynologique indique ainsi
467 un milieu marin proximal. La présence de mégaspores d'*Ariadnaesporites*, généralement rapportées
468 à des fougères aquatiques hétérospores, signale des apports issus de milieux d'eau douce ou de
469 zones humides littorales.

470 **3.2.6. Campanien (5400 – 5000 ft ; $\approx$ 1646 – 1524 m)**

471 ***Palynostratigraphie***

472 La base du Campanien est placée immédiatement au-dessus de la LAD d'*Odontochitina porifera*
473 (5400 ft) et des autres taxons index du Sénonien inférieur. Son toit est défini à 5000 ft par la LAD
474 du dinokyste *Xenascus ceratioides* (Pl. 3, fig. 1). L'âge campanien est conforté par la présence du
475 dinokyste *Trichodinium castaneum* (Pl. 3, fig. 2a, b) à 5290 ft.

476 Selon les critères palynologiques, le Campanien repose en discordance sur le Sénonien inférieur, ce
477 qui implique une lacune sédimentaire au passage Santonien – Campanien. L'ampleur de cette
478 lacune reste à préciser par l'identification des biozones manquantes ; sur des déblais, un espacement
479 large des échantillons ou un niveau condensé peuvent en effet produire un enregistrement
480 comparable.

481 ***Paléoenvironnement***

482 Les assemblages campaniens sont dominés par des dinokystes communs à abondants et diversifiés,
483 associés à des miospores très rares à absentes. La prépondérance quasi exclusive des
484 palynomorphes marins, jointe à la diversité des dinokystes, traduit un milieu marin ouvert, éloigné
485 des sources continentales. Le Campanien enregistre ainsi le signal marin le plus affirmé de la série ;
486 ce milieu peut être qualifié de distal, vraisemblablement de plate-forme externe.

487 **3.2.7. Maastrichtien (5000 – 4740 ft ; $\approx$ 1524 – 1445 m)**

488 ***Palynostratigraphie***

489 La base du Maastrichtien est placée immédiatement au-dessus de la LAD de *Xenascus ceratioides*
490 (5000 ft) et des autres taxons index du Campanien. Les dinokystes *Cerodinium granulostriatum* (Pl.
491 3, fig. 3) et *Andalusiella gabonensis* (Pl. 3, fig. 4), enregistrés jusqu'à 4740 ft, indiquent un âge
492 maastrichtien, confirmé par la présence d'*Andalusiella ivorensis* (Pl. 3, fig. 5) à 4920 ft. Ces
493 dinokystes index sont associés aux miospores *Longapertites microfoveolatus* (Pl. 3, fig. 7a–c) (4920
494 ft) et *Foveotrilites margaritae* (Pl. 3, fig. 6a–c) (4950 ft).

495 La cote 4740 ft correspondant au sommet de l'intervalle étudié, les occurrences qui y sont
496 enregistrées ne constituent pas des LAD au sens strict : le toit du Maastrichtien n'est pas défini dans
497 le puits.

498 ***Paléoenvironnement***

499 Les assemblages maastrichtiens comprennent des dinokystes communs associés à de très rares
 500 miospores. La dominance des palynomorphes marins atteste un milieu marin ouvert, dans lequel les
 501 apports continentaux restent faibles. Par rapport au Campanien, l'abondance des dinokystes
 502 diminue (communs, contre communs à abondants au Campanien), ce qui pourrait traduire une
 503 légère diminution de la tranche d'eau ; cette hypothèse demanderait à être confirmée par des
 504 comptages.
 505 La présence de genres péridinioïdes (*Cerodinium*, *Andalusiella*), fréquemment associés à des eaux
 506 néritiques riches en nutriments, est compatible avec un domaine de plate-forme.

507 **3.2.8. Synthèse palynologique**

508 Dans l'ordre de la sédimentation, le signal palynologique enregistre une évolution vers des
 509 conditions de plus en plus marines. L'Albien moyen et l'Albien supérieur livrent des assemblages
 510 exclusivement continentaux, dépourvus de dinokystes. À partir du Cénomarien apparaissent des
 511 assemblages mixtes associant dinokystes et miospores, qui traduisent l'installation d'une influence
 512 marine dans un contexte proximal. Cette influence se maintient au Sénonien inférieur ; le
 513 paléoenvironnement du Turonien ne peut être établi, faute de données palynologiques.
 514 Le Campanien, qui repose en discordance sur le Sénonien inférieur, marque l'établissement d'un
 515 milieu marin ouvert et distal : les dinokystes y sont communs à abondants et diversifiés, et les
 516 miospores quasi absentes. Le Maastrichtien conserve un caractère marin ouvert, avec des dinokystes
 517 communs et de très rares miospores. D'un point de vue strictement palynologique, la série
 518 enregistre donc un éloignement progressif des sources continentales, dont le maximum est atteint au
 519 Campanien.
 520 Sur le plan paléophytogéographique, les assemblages albiens, riches en formes à élatères, en
 521 *Afropollis* et en *Classopollis*, présentent les caractères de la province microflorale albo-
 522 cénomaniennne d'Afrique – Amérique du Sud (province à Elaterates), classiquement associée à un
 523 climat chaud à tendance aride(Herngreen *et al.*, 1996). Au Maastrichtien, la présence de pollen de
 524 palmier (*Longapertites*) s'inscrit dans le cadre des palynoflores tropicales du Crétacé terminal.
 525 Les limites stratigraphiques, les marqueurs palynologiques et le signal paléoenvironnemental sont
 526 présentés dans le Tableau 2.

527 **Tableau 2.** Limites stratigraphiques, marqueurs palynologiques et signal paléoenvironnemental
 528 palynologique, dans l'ordre de la sédimentation.

Étage	Limites (ft)	Marqueurs palynologiques (LAD, cote)	Signal paléoenvironnemental palynologique
Albien moyen	11750 – 7920	<i>Appendicisporitespotomacensis</i> (8110 ft) ; <i>Afropollisjardinus</i> (7920 ft) ; formes à élatères	Non marin : miospores seules, aucun dinokyste
Albien supérieur	7920 – 6830	<i>Classopollismartinotii</i> , <i>C. jardinei</i> , <i>Steevesipollenitesgrambastii</i> (6830 ft)	Continental, éventuellement côtier : miospores seules, dominance de <i>C. classoides</i>

Étage	Limites (ft)	Marqueurs palynologiques (LAD, cote)	Signal paléoenvironnemental palynologique
Cénomarien	6830 – 5830	<i>Classopollisclassoides</i> (5830 ft) ; <i>Steevesipollenitescupuliformis</i> (6040 ft)	Marin proximal (néritique interne) : premiers dinokystes
Turonien	5830 – 5460	<i>Tricolpitesp.</i> SC.I 13 (5460 ft)	Non déterminable : aucune donnée palynologique
Sénonien inférieur	5460 – 5400	<i>Odontochitina porifera</i> (5400 ft)	Marin proximal : dinokystes et miospores rares à communs
Campanien	5400 – 5000	<i>Xenascusceratioides</i> (5000 ft) ; <i>Trichodiniumcastaneum</i> (5290 ft)	Marin ouvert, distal : dinokystes communs à abondants et diversifiés, miospores très rares à absentes
Maastrichtien	5000 – 4740	<i>Cerodiniumgranulostriatum</i> , <i>Andalusiellagabonensis</i> (4740 ft) ; <i>A. ivoirensis</i> (4920 ft) ; toit non défini	Marin ouvert : dinokystes communs, miospores très rares

3.3. SYNTHÈSE GÉNÉRALE : CONFRONTATION DES PALÉOENVIRONNEMENTS SÉDIMENTOLOGIQUES ET PALYNOLOGIQUES

La datation palynologique permet désormais de situer les unités lithologiques dans le cadre stratigraphique retenu. L'unité 1 correspond à la partie inférieure de l'Albien moyen ; l'unité 2 couvre la partie supérieure de l'Albien moyen et la partie inférieure de l'Albien supérieur ; l'unité 3 représente le sommet de l'Albien supérieur ; l'unité 4 regroupe le Cénomarien et le Turonien ; l'unité 5 correspond au Sénonien inférieur et l'unité 6 au Campanien et au Maastrichtien.

Trois limites lithologiques (6830, 5460 et 5400 ft) coïncident avec des limites stratigraphiques. Deux autres (8440 et 7030 ft) se situent à l'intérieur de l'Albien. À l'inverse, trois limites stratigraphiques (7920, 5830 et 5000 ft) ne s'accompagnent d'aucun changement lithologique. Les deux approches sont confrontées ci-dessous, intervalle par intervalle ; la synthèse est présentée dans le Tableau 3.

3.3.1. Albien (11750 – 6830 ft) : un domaine continental

Sédimentologie et palynologie convergent pour attribuer l'Albien à un domaine continental. Les unités 1 et 2 traduisent une sédimentation argileuse de basse énergie, riche en matière organique figurée, dépourvue de glauconie ; les assemblages palynologiques, exclusivement composés de miospores, ne livrent aucun dinokyste. La palynologie confirme ainsi positivement l'absence d'influence marine que la sédimentologie ne pouvait établir que par défaut, en l'absence de glauconie.

Les deux approches enregistrent toutefois des événements différents. La modification nette des assemblages de miospores à 7920 ft ne s'accompagne d'aucun changement lithologique : elle traduit vraisemblablement une évolution floristique, d'origine climatique ou évolutive, indépendante du milieu de dépôt. À l'inverse, la progradation fluvio-deltaïque enregistrée à 7030 ft (unité 3) ne se traduit par aucune modification rapportée du signal palynologique, ce qui s'accorde avec le maintien d'un domaine continental. La forte dominance de *Classopollisclassoides* dans la

partie supérieure de l'unité 2 (7920 – 7030 ft), pollen souvent associé aux milieux côtiers, suggère que le littoral n'était pas éloigné au moment où s'amorce cette progradation.

3.3.2. Cénomaniens – Turonien (6830 – 5460 ft) : l'installation de l'influence marine

À 6830 ft, le passage à l'unité 4, caractérisée par des sables immatures alternant avec des argilites, coïncide avec l'apparition des premiers dinokystes. Les deux approches sont ici complémentaires. La sédimentologie décrit un système détritique proximal de front de delta à plate-forme interne, mais ne dispose d'aucun critère marin décisif ; la palynologie apporte la preuve de l'influence marine et précise le milieu : marin proximal, de type néritique interne. L'appauvrissement des assemblages cénomaniens est cohérent avec la nature gréseuse et grossière des dépôts, peu favorable à la préservation et à la concentration des palynomorphes.

Au Turonien, la palynologie ne fournit aucune information paléoenvironnementale. La continuité stricte des lithofaciès entre le Cénomaniens et le Turonien permet toutefois de proposer, à titre d'hypothèse, le maintien des conditions marines proximales établies au Cénomaniens, dans un régime d'aggradation.

3.3.3. Sénonien inférieur (5460 – 5400 ft) : un milieu marin proximal en voie d'ennuiement

Les deux approches concordent pour définir un milieu marin proximal. La sédimentologie enregistre la persistance d'apports détritiques et l'apparition de calcaires micritiques, signe d'une réduction du flux terrigène ; la palynologie associe dinokystes et miospores, avec des mégaspores d'*Ariadnaesporites* témoignant d'apports d'eau douce. La contribution encore notable des miospores n'est pas contradictoire avec la diminution des apports sableux : les palynomorphes, transportés en suspension, continuent d'atteindre le bassin alors que la fraction grossière n'y parvient plus.

3.3.4. La limite à 5400 ft : surface transgressive et lacune

La limite entre le Sénonien inférieur et le Campanien constitue l'événement majeur de la série. La sédimentologie y identifie un contact brutal entre alternances grés-argileuses et argilites glauconieuses, interprété comme une surface transgressive ; la palynologie y place une discordance impliquant une lacune au passage Santonien – Campanien. Leur confrontation conduit à interpréter cette limite comme une surface transgressive associée à un hiatus, qui pourrait correspondre à une surface de ravinement ou à une surface de non-dépôt sous-marine.

3.3.5. Campanien (5400 – 5000 ft) : le maximum marin

Les deux approches convergent pleinement. Les argilites glauconieuses laminées de l'unité 6, déposées par décantation, et les assemblages dominés par des dinokystes communs à abondants et diversifiés, presque dépourvus de miospores, définissent un milieu marin ouvert de plate-forme externe, éloigné des sources continentales ; la position distale sur la plate-forme est indiquée par la

589 palynologie, la sédimentologie établissant le caractère marin et le faible taux de sédimentation. Le
590 Campanien enregistre ainsi, pour les deux approches, le maximum d'influence marine de la série.

591 **3.3.6. Maastrichtien (5000 – 4740 ft) : maintien du domaine marin ouvert**

592 Les deux approches s'accordent sur le maintien d'un milieu marin ouvert de plate-forme, et la limite
593 Campanien – Maastrichtien (5000 ft) ne s'exprime pas dans la lithologie. Elles divergent en
594 revanche sur la tendance. L'abondance de la glauconie suggère, du point de vue sédimentologique,
595 une sédimentation lente, voire condensée, tandis que la diminution de l'abondance des dinokystes
596 pourrait, du point de vue palynologique, traduire une légère diminution de la tranche d'eau. Ces
597 deux signaux ne sont pas nécessairement incompatibles : une baisse d'abondance des dinokystes
598 peut aussi refléter une variation de la productivité ou des conditions de préservation. Cette question
599 devra être tranchée par des données quantitatives.

600 **3.3.7. Évolution générale**

601 La confrontation des deux approches fait apparaître une **mégaséquence transgressive**. D'un
602 domaine continental à l'Albien, marqué au sommet par la progradation d'un système fluvio-
603 deltaïque, la série passe à un milieu marin proximal du Cénomanién au Sénonien inférieur, puis, au-
604 delà d'une surface transgressive associée à une lacune, à un milieu marin ouvert au Campanien, qui
605 représente le maximum d'influence marine. Le Maastrichtien maintient ce domaine marin ouvert,
606 avec une possible légère diminution de la tranche d'eau.

607 Sur le plan paléoclimatique, le passage d'assemblages albiens à *Elaeterates* et *Classopollis*,
608 caractéristiques d'un climat chaud à tendance aride, à des palynoflores maastrichtiennes à pollen de
609 palmier suggère une évolution vers des conditions plus humides au cours du Crétacé supérieur.

610 Plusieurs points méritent d'être approfondis dans la discussion : la nature et l'ampleur de la lacune
611 associée à la surface à 5400 ft ; l'absence de données palynologiques au Turonien ; la signification
612 de la divergence entre condensation et diminution de la tranche d'eau au Maastrichtien ; le
613 découplage entre le renouvellement floristique à 7920 ft et la sédimentation ; enfin, l'âge précis des
614 limites lithologiques intra-albiennes à 8440 et 7030 ft.

615 **Tableau 3.** Confrontation des paléoenvironnements sédimentologiques et palynologiques, dans
616 l'ordre de la sédimentation.

Étage (ft)	Unité	Paléoenvironnement sédimentologique	Paléoenvironnement palynologique	Interprétation combinée
Albien moyen (11750 – 7920)	U1 ; U2 p.p.	Continental à paralique de basse énergie	Non marin : miospores seules	Continental (convergence)
Albien supérieur (7920 – 6830)	U2 p.p. ; U3	Basse énergie, puis progradation fluvio-deltaïque (7030 ft)	Continental, éventuellement côtier	Continental, progradation fluvio- deltaïque au sommet

Étage (ft)	Unité	Paléoenvironnement sédimentologique	Paléoenvironnement palynologique	Interprétation combinée
Cénomanién (6830 – 5830)	U4 p.p.	Front de delta à plate-forme interne	Marin proximal (néritique interne)	Marin proximal (complémentarité : preuve marine palynologique)
Turonien (5830 – 5460)	U4 p.p.	Idem Cénomanién ; aggradation	Non déterminable	Marin proximal probable (par continuité des faciès)
Sénonien inférieur (5460 – 5400)	U5	Détritique proximal ; réduction des apports terrigènes	Marin proximal ; apports d'eau douce	Marin proximal en voie d'ennoiement (convergence)
Limite à 5400 ft	U5 / U6	Surface transgressive	Discordance, lacune Santonien – Campanien	Surface transgressive associée à un hiatus
Campanien (5400 – 5000)	U6 p.p.	Marin franc de plate-forme	Marin ouvert, distal	Marin ouvert, plate-forme externe ; maximum marin (convergence)
Maastrichtien (5000 – 4740)	U6 p.p.	Plate-forme ; sédimentation lente, probablement condensée	Marin ouvert ; possible diminution de la tranche d'eau	Marin ouvert de plate-forme ; tendance à discuter

617

618 4. DISCUSSION

619 La confrontation des approches sédimentologique et palynologique permet de proposer un modèle
620 intégré de l'évolution paléoenvironnementale du Crétacé de la marge d'Abidjan. La discussion
621 porte successivement sur la portée méthodologique de cette démarche, puis sur les quatre étapes
622 majeures de l'évolution enregistrée dans le puits AB-9X, replacées dans les schémas géodynamique
623 et tectono-sédimentaire de la marge transformante ivoirienne.

624 4.1. Portée de la démarche séquentielle et intégrée

625 Les études antérieures du Crétacé ivoirien ont principalement reposé sur la palynologie (Digbehiet
626 *al.*, 1996a, 2011b ; Tea-Yassiet *al.*, 1999), sur les foraminifères (Bamba et *al.*, 2011) ou sur
627 l'association de la micropaléontologie et de la palynologie à des fins biostratigraphiques (Digbehiet
628 *al.*, 1997 ; Saint-Marc et N'da, 1997) ; seules quelques études ont abordé les milieux de dépôt par la
629 sédimentologie de carottes (Fea et *al.*, 2019). La démarche adoptée ici, qui établit d'abord une
630 lecture sédimentologique indépendante de toute datation avant de la confronter au signal
631 palynologique, permet d'évaluer objectivement la cohérence des deux sources d'information.

632 Cette confrontation fait apparaître une convergence pour l'Albien, le Sénonien inférieur et le
633 Campanien, une complémentarité pour le Cénomanién et le Turonien, et une divergence limitée à la
634 tendance enregistrée au Maastrichtien. Elle montre surtout qu'aucune des deux approches n'aurait
635 suffi à elle seule. Sur des déblais, la sédimentologie ne dispose d'aucun critère marin décisif en
636 l'absence de glauconie, minéral qui n'apparaît qu'à partir de 5400 ft ; elle ne pouvait donc pas

démontrer le caractère marin des dépôts cénomaniens à santoniens. À l'inverse, la palynologie fournit un indice marin direct, la présence de dinokystes, mais son signal dépend de la préservation des palynomorphes, défavorisée dans les faciès détritiques grossiers (Tyson, 1995), et elle reste muette sur la dynamique sédimentaire. La sédimentologie ne permet pas non plus, à elle seule, de situer le milieu sur le profil de plate-forme : la glauconie indique un milieu marin à faible taux de sédimentation, mais c'est la composition des assemblages palynologiques qui permet de le qualifier de distal. C'est donc la combinaison des deux approches qui permet de caractériser à la fois la nature et l'énergie des milieux de dépôt.

4.2. L'Albien : une sédimentation continentale syn-transformante

Le caractère continental de l'Albien, établi de manière convergente par les deux approches, s'accorde avec le schéma régional : il correspond à la phase de rift du schéma de Digbehi (1987), caractérisée par des dépôts margino-fluviatiles. Sur la ride marginale de Côte d'Ivoire-Ghana, les forages du Leg 159 de l'OceanDrilling Program ont recoupé des séries silicoclastiques albiennes rapportées à la phase syn-rift et syn-transformante (Masclé et al., 1998 ; Basile et al., 1998). Dans le puits AB-9X, les assemblages exclusivement composés de miospores, riches en formes à élatères, en *Afropollis* et en *Classopollis*, sont caractéristiques de la province microflorale d'Afrique-Amérique du Sud (Herngreen et al., 1996), déjà reconnue dans le bassin ivoirien par Jardiné et Magloire (1965).

À l'échelle régionale, ce résultat contraste avec l'interprétation proposée pour la succession albo-cénomaniennne du puits Epunsa-1, dans le bassin de Tano au Ghana, où les palynofaciès indiquent un milieu marin peu profond associé à des apports fluvio-deltaïques (Atta-Peters et Achaegakwo, 2016). Faute de distinguer, dans ce puits, la part de l'Albien et celle du Céno-manien, il n'est pas possible de conclure à un diachronisme de l'enneioement entre les deux bassins ; cette question mérite toutefois d'être examinée, car elle conditionne la reconstitution de la progression de la transgression le long de la marge.

Deux observations propres au puits AB-9X méritent d'être soulignées. La première concerne le renouvellement floristique enregistré à 7920 ft, qui ne s'accompagne d'aucun changement lithologique. Ce découplage indique que la modification des assemblages de miospores n'est pas contrôlée par le faciès ; elle reflète plus vraisemblablement une évolution de la végétation régionale, d'origine climatique ou évolutive. Cette indépendance vis-à-vis du milieu de dépôt renforce la valeur chronostratigraphique de la limite placée à ce niveau, dont l'ampleur devrait toutefois être précisée par une analyse quantitative.

La seconde concerne la limite lithologique de 7030 ft. L'arrivée brutale de sables grossiers et immatures (unité 3), immédiatement sous la limite Albien-Céno-manien, traduit un rajeunissement

671 du relief et une augmentation du flux détritique. Elle peut être rapprochée de la discordance
672 tectonique d'âge Albien supérieur-Cénomaniens inférieur décrite sur la marge et attribuée à la
673 séparation finale des marges continentales africaine et sud-américaine (Blarez, 1986 ; Mascle et
674 Blarez, 1987 ; Blarez et Mascle, 1988). L'unité 3 pourrait ainsi constituer l'expression, sur la plate-
675 forme d'Abidjan, de cet événement tectonique qui clôt la phase de rift.

676 **4.3. Le passage Albien – Cénomaniens : l'installation de l'influence marine**

677 À 6830 ft, la coïncidence entre le changement de lithofaciès (passage à l'unité 4) et l'apparition des
678 premiers dinokystes constitue l'un des résultats majeurs de l'étude. Elle date du Cénomaniens basal
679 l'installation de l'influence marine sur la marge d'Abidjan, dans un contexte de front de delta à
680 plate-forme interne. Ce résultat correspond précisément au début de la deuxième phase du schéma
681 de Digbehi (1987), définie par les premières transgressions marines franches au Cénomaniens. Il
682 s'accorde également avec l'étude sédimentologique et ichnologique de carottes cénomaniennes du
683 bassin offshore, qui décrit des milieux côtiers à deltaïques et marins peu profonds, avec des salinités
684 pleinement marines dans certains intervalles (Fea et al., 2019). Cette incursion marine succède
685 directement à la phase de progradation de l'unité 3 et intervient au moment où, selon le schéma
686 régional, l'activité transformante s'achève et où se met en place la connexion océanique équatoriale
687 (Mascle et al., 1998).

688 La question de l'existence d'une lacune à cette limite reste ouverte. Dans le puits AB-9X, les LAD
689 des marqueurs albiens coïncident avec la base du Cénomaniens, sans que l'absence de biozones soit
690 démontrée ; mais la résolution offerte par des déblais ne permet pas d'exclure un hiatus de courte
691 durée.

692 Le Cénomaniens et le Turonien forment une unité lithologique homogène d'environ 1370 ft (≈
693 418 m), interprétée comme le produit d'une aggradation en milieu marin proximal. Les calcaires à
694 calcisphères qui caractérisent la deuxième phase du schéma de Digbehi (1987) n'y sont pas
695 représentés, la sédimentation restant entièrement détritique jusqu'au Sénonien inférieur ; cette
696 absence peut traduire une position proximale dominée par les apports terrigènes, ou l'érosion de ces
697 niveaux au Sénonien inférieur. Cette aggradation contraste par ailleurs avec le haut niveau marin
698 eustatique généralement reconnu au passage Cénomaniens – Turonien (Haq, 2014) : sur la marge
699 d'Abidjan, les apports détritiques ont compensé la création d'espace, ce qui suggère que les facteurs
700 locaux, subsidence et flux sédimentaire, l'emportaient sur l'eustatisme. L'absence de données
701 palynologiques au Turonien empêche toutefois de vérifier si un approfondissement, masqué par la
702 constance des lithofaciès, a pu se produire.

703 4.4. La limite Santonien – Campanien : surface transgressive et hiatus

704 La limite de 5400 ft constitue l'événement majeur de la série. Les deux approches y convergent : la
705 sédimentologie identifie une surface transgressive, la palynologie une discordance impliquant une
706 lacune au passage Santonien-Campanien. Cette interprétation s'inscrit exactement dans le schéma
707 de Digbehi (1987), qui décrit l'érosion des dépôts de la deuxième phase au cours du Sénonien
708 inférieur, puis le dépôt en transgression d'argiles marines campano-maastrichtiennes sur des
709 surfaces d'érosion. Elle trouve également un écho direct sur la ride marginale, où le Coniacien et le
710 Santonien sont représentés par des séquences condensées à surfaces durcies (*hardgrounds*),
711 surmontées par les dépôts du Crétacé supérieur et du Paléocène (Basile et *al.*, 1998). Dans le puits
712 AB-9X, la faible épaisseur du Sénonien inférieur (60 ft) et l'absence de marqueur coniacien vont
713 dans le même sens.

714 À l'échelle de la marge, l'intervalle Coniacien-Santonien apparaît ainsi caractérisé par une
715 sédimentation réduite, condensée ou lacunaire. Ce régime coïncide avec la fin de l'activité
716 transformante et l'installation de la subsidence thermique de la marge passive (Basile et *al.*, 1993 ;
717 Mascle et *al.*, 1998). Les deux schémas régionaux le formulent différemment, l'un en termes
718 d'installation de la marge passive dès le Santonien, l'autre en termes de passage à une phase
719 d'expansion active et de subsidence au Campanien (Digbehi, 1987) ; mais ils décrivent la même
720 inflexion. La surface de 5400 ft marquerait alors, sur la plate-forme d'Abidjan, le passage de la
721 deuxième à la troisième phase de l'évolution du bassin, c'est-à-dire la base de la séquence de marge
722 passive : l'enneigement résulterait de la subsidence thermique, accompagnée d'un arrêt des apports
723 détritiques grossiers.

724 La nature exacte de cette surface reste à préciser. Une surface de ravinement, formée par érosion au
725 cours de la transgression, et une surface de non-dépôt sous-marine sont toutes deux compatibles
726 avec les observations. La présence de glauconie immédiatement au-dessus de la limite, indicatrice
727 d'un faible taux de sédimentation (Odin et Matter, 1981), plaide plutôt en faveur d'une phase de
728 privation sédimentaire, sans permettre de trancher en l'absence de carottes et de diagraphies.
729 L'ampleur de la lacune ne pourra être établie que par l'identification des biozones manquantes, sur
730 un échantillonnage plus serré.

731 4.5. Le Campanien et le Maastrichtien : un domaine marin ouvert

732 Le Campanien enregistre, pour les deux approches, le maximum d'influence marine de la série,
733 dans un milieu de plate-forme externe. Il correspond aux argiles marines transgressives de la
734 troisième phase du schéma de Digbehi (1987), et s'accorde avec le passage, décrit sur la ride
735 marginale, à des argiles hémipélagiques de plus en plus profondes au Crétacé supérieur (Mascle et
736 *al.*, 1998). Dans le bassin de Tano, les dépôts campano-maastrichtiens du puits ST-9H ont
737 également été rapportés à des milieux marins néritiques internes à externes, sous des conditions

d'oxygénation variables (Achaegakwo et Atta-Peters, 2021). Ce résultat contraste en revanche avec l'interprétation estuarienne proposée pour des assemblages campaniens du bassin offshore ivoirien, fondée sur une palynoflore traduisant un climat tropical chaud et humide (Tea-Yassi et *al.*, 1999). Dans le puits AB-9X, la dominance des dinokystes, la quasi-absence de miospores et la présence d'argilites glauconieuses laminées excluent un milieu estuarien. Cette divergence reflète vraisemblablement la position paléogéographique différente des sections étudiées le long d'un gradient proximal-distal, et suggère l'existence de forts contrastes latéraux de milieux de dépôt sur la marge ivoirienne au Campanien. Elle souligne l'intérêt de critères combinés pour la cartographie paléogéographique de cet intervalle.

Au Maastrichtien, le caractère marin ouvert et la dominance des dinokystes concordent avec les résultats obtenus sur la marge d'Abidjan, où des assemblages à dinokystes prédominants caractérisent un milieu néritique du Maastrichtien à la base de l'Éocène (Digbehiet *al.*, 2011a). La présence de genres péridinioïdes (*Cerodinium*, *Andalusiella*) s'inscrit dans la province tropicale à subtropicale reconnue pour les dinokystes du Crétacé supérieur ivoirien (Guédé et *al.*, 2019).

La divergence entre les deux approches au Maastrichtien porte sur la tendance. L'abondance de la glauconie suggère une sédimentation lente, voire condensée, régime souvent associé à une privation sédimentaire en contexte d'inondation maximale ; la diminution de l'abondance des dinokystes a été interprétée comme une possible diminution de la tranche d'eau. Ces deux signaux ne sont pas nécessairement contradictoires. La baisse d'abondance des dinokystes peut en effet refléter une variation de la productivité, une dilution ou une altération de la préservation (Tyson, 1995), sans changement bathymétrique. La mauvaise préservation des dinokystes a d'ailleurs été signalée dans l'intervalle maastrichtien à éocène de la marge d'Abidjan (Digbehiet *al.*, 2011a), ce qui renforce l'hypothèse d'un biais taphonomique.

4.6. Implications paléoclimatiques

Bien que qualitatives, les données palynologiques suggèrent une évolution climatique au cours du Crétacé. Les assemblages albiens à formes à élatères, *Afropollis* et *Classopollis* traduisent des conditions chaudes à tendance aride, caractéristiques de la province d'Afrique-Amérique du Sud (Herngreenet *al.*, 1996). Au Campanien, des palynoflores du bassin offshore ivoirien ont été rapportées à un climat tropical chaud et humide (Tea-Yassiet *al.*, 1999), et la présence de pollen de palmier (*Longapertites*) au Maastrichtien dans le puits AB-9X s'inscrit dans cette tendance. L'humidification progressive qui en ressort peut-être mise en relation avec l'élargissement de l'Atlantique équatorial et le renforcement des influences maritimes sur la marge.

770 5. CONCLUSION

771 L'étude combinée de la sédimentologie et de la palynologie des déblais du puits AB-9X, entre 4740
772 ft (≈ 1445 m) et 11750 ft (≈ 3581 m), permet de reconstituer l'évolution paléoenvironnementale du
773 Crétacé de la marge d'Abidjan, de l'Albien moyen au Maastrichtien. Six unités lithologiques ont été
774 définies indépendamment de toute datation, puis replacées dans un cadre palynostratigraphique
775 fondé sur les dernières apparitions (LAD) des taxons de miospores et de dinokystes. Les principaux
776 résultats sont les suivants.

777 (1) L'Albien (11750 – 6830 ft) s'est déposé dans un domaine continental à paraliq de basse
778 énergie, sous un climat chaud à tendance aride. Les assemblages palynologiques, exclusivement
779 continentaux, appartiennent à la province microflorale d'Afrique-Amérique du Sud. Le sommet de
780 l'Albien enregistre, à partir de 7030 ft, la progradation d'un système fluvio-deltaïque, qui pourrait
781 traduire l'événement tectonique de la fin de l'Albien reconnu sur la marge.

782 (2) L'influence marine s'installe au Cénomanién basal, à 6830 ft, où l'apparition des premiers
783 dinokystes coïncide avec un changement de lithofaciès. Le Cénomanién et le Turonien
784 correspondent à un milieu marin proximal, de front de delta à plate-forme interne, en régime
785 d'aggradation.

786 (3) Le Sénonien inférieur, de faible épaisseur, enregistre un milieu marin proximal marqué par une
787 réduction des apports terrigènes ; le Coniacien n'y est pas identifié.

788 (4) La limite de 5400 ft constitue une surface transgressive associée à un hiatus au passage
789 Santonien-Campanien. Elle marque, sur la plate-forme d'Abidjan, l'ennoiement du système
790 détritique et l'installation d'un domaine marin ouvert, en relation probable avec la subsidence
791 thermique de la marge passive. Elle correspond au passage de la deuxième à la troisième phase de
792 l'évolution tectono-sédimentaire du bassin définie par Digbehi (1987).

793 (5) Le Campanien représente le maximum d'influence marine de la série, dans un milieu de plate-
794 forme externe. Le Maastrichtien conserve un caractère marin ouvert, dans un contexte de
795 sédimentation lente.

796 Considérée dans son ensemble, la série décrit une mégaséquence transgressive, conduisant d'un
797 domaine continental syn-transformant à un domaine marin ouvert de marge passive, et
798 s'accompagne d'une évolution vers des conditions climatiques plus humides. Sur le plan
799 méthodologique, l'étude montre que la sédimentologie et la palynologie sont complémentaires dans
800 l'analyse de déblais de forage : la palynologie fournit la preuve de l'influence marine là où la
801 sédimentologie en est dépourvue, tandis que la sédimentologie renseigne sur la dynamique des
802 dépôts et comble les lacunes du signal palynologique.

803 **Remerciements**

804 Les auteurs remercient la Direction du Centre d'Analyses et de Recherche (DCAR) de PETROCI,
805 et son directeur, M. Koffi Théodore, pour l'accès aux échantillons ayant permis la réalisation de
806 cette étude, ainsi que les palynologues et sédimentologues du CAR de PETROCI qui, de près ou de
807 loin, ont contribué à la réalisation de cette étude.

808 **RÉFÉRENCES**

- 809 Achaegakwo, C. A., et Atta-Peters, D. (2021). Palynofacies analysis and depositional environments
810 of Upper Cretaceous sediments in the ST-9H well, offshore South Tano Basin, Western
811 Ghana. *Geological Journal*, 56(6), 3225–3240. <https://doi.org/10.1002/gj.4097>
- 812 Atta-Peters, D., et Achaegakwo, C. A. (2016). Palynofacies and palaeoenvironmental significance
813 of the Albian–Cenomanian succession of the Epunsa-1 well, onshore Tano Basin, western
814 Ghana. *Journal of African Earth Sciences*, 114, 1–12.
- 815 Bamba, M. K., Digbehi, Z. B., Sombo, B. C., Goua, T. E., et N'da, L. V. (2011). Foraminifères
816 planctoniques, biostratigraphie et paléoenvironnement des dépôts albo-turonien de la Côte
817 d'Ivoire, Afrique de l'Ouest. *Revue de Paléobiologie*, 30(1), 1–11.
- 818 Basile, C., Ginet, J. M., et Pezard, P. (1998). Post-tectonic subsidence of the Côte d'Ivoire–Ghana
819 marginal ridge: Insights from FMS data. Dans J. Mascle, G. P. Lohmann et M. Moullade
820 (dir.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results* (vol. 159, p. 81–91).
821 Ocean Drilling Program.
- 822 Basile, C., Mascle, J., Popoff, M., Bouillin, J. P., et Mascle, G. (1993). The Côte d'Ivoire–Ghana
823 transform margin: A marginal ridge structure deduced from seismic data. *Tectonophysics*,
824 222(1), 1–19.
- 825 Blarez, E. (1986). *La marge continentale de Côte d'Ivoire-Ghana : structure et évolution d'une*
826 *marge continentale transformante* [Thèse d'État, Université Paris VI]. 188 p.
- 827 Blarez, E., et Mascle, J. (1988). Shallow structures and evolution of the Ivory Coast and Ghana
828 transform margin. *Marine and Petroleum Geology*, 5(1), 54–64.
- 829 Chierici, A. (1996). Stratigraphy, paleoenvironments and geological evolution of the Ivory Coast–
830 Ghana basin. Dans S. Jardiné, I. de Kász et J.-P. Debenay (dir.), *Géologie de l'Afrique et de*
831 *l'Atlantique Sud : actes des colloques d'Angers (16–20 juillet 1994)* (Mémoire 16, p. 293–
832 304). Elf Aquitaine.
- 833 Digbehi, Z. B. (1987). *Étude comparée de la sédimentation des stades d'ouverture Atlantique :*
834 *golfe de Guinée – golfe de Gascogne. Sédimentologie, biostratigraphie* [Thèse de doctorat,
835 Université de Pau et des Pays de l'Adour]. 366 p.
- 836 Digbehi, Z. B., Guédé, K. E., Yao, N. J.-P., Affian, K., Toé Bi, K. K. K., Yao, K. R., et Tah, I.
837 (2011a). Palynostratigraphy and depositional palaeoenvironment of Cretaceous–Palaeogene

838 (K-Pg) boundary deposits on Abidjan margin (Côte d'Ivoire). *Journal of Geography and*
839 *Regional Planning*, 4(11), 644–655.

840 Digbehi, Z. B., N'da, L. V., Yao, K. R., et Atteba, Y. A. (1997). Principaux foraminifères et
841 palynomorphes crétacés du bassin sédimentaire de Côte d'Ivoire, golfe de Guinée
842 septentrional : propositions pour une échelle biostratigraphique locale.
843 *AfricaGeoscienceReview*, 4(3–4), 467–479.

844 Digbehi, Z. B., Tea, J., et Aka, K. (1996b). Palynoflore de la formation d'Ebocco. Essai de
845 reconstitution paléogéographique de la limite Maastrichtien-Paléocène du bassin sédimentaire
846 de Côte d'Ivoire. Dans S. Jardiné, I. de Klasz et J.-P. Debenay (dir.), *Géologie de l'Afrique et*
847 *de l'Atlantique Sud : actes des colloques d'Angers (16–20 juillet 1994)* (Mémoire 16, p.). Elf
848 Aquitaine.

849 Digbehi, Z. B., Toé Bi, K. K. K., Adopo, K. L., Guédé, K. E., Tahi, I., et Yao, K. R. (2011b).
850 Palynologie et environnements de dépôt des sédiments d'âge cénomanien supérieur–
851 maastrichtien inférieur dans le bassin offshore de Côte d'Ivoire (Afrique de l'Ouest). *Sciences*
852 *et Nature*, 8, 95.

853 Digbehi, Z. B., Yao, K. R., Tea, Y. J., et Boblai, G. (1996a). Contribution à l'étude palynologique
854 et paléoenvironnementale du Campanien et du Maastrichtien du bassin offshore de Côte
855 d'Ivoire. *Géologie Méditerranéenne*, 23(2), 155–171.

856 Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. Dans W.
857 E. Ham (dir.), *Classification of carbonate rocks* (AAPG Memoir 1, p. 108–121). American
858 Association of Petroleum Geologists.

859 Evitt, W. R. (1985). *Sporopollenin dinoflagellate cysts: Their morphology and interpretation*.
860 American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation.

861 Fea, I., McAfee, A., Yao, N. J.-P., Digbehi, Z. B., Kplohi, Y. H., et Fofana, B. (2019).
862 Characterization of the salinity conditions of Cenomanian formations based on
863 sedimentological and ichnological data of selected cores from Ivoirian offshore basin
864 (septentrional Gulf of Guinea). *Journal of African Earth Sciences*, 149, 367–397.
865 <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.08.018>

866 Guédé, K. E., Slimani, H., Yao, N. J.-P., Chekar, M., Koffi, N. J.-C., M'Hamdi, A., Mouah, R., et
867 Digbehi, Z. B. (2019). Late Cretaceous to Early Eocene dinoflagellate cysts from the “12
868 frères” borehole, Fresco, southwestern Côte d'Ivoire: Biostratigraphy and paleobiogeographic
869 implication. *Journal of African Earth Sciences*, 150, 744–756.

870 Haq, B. U. (2014). Cretaceous eustasy revisited. *Global and Planetary Change*, 113, 44–58.

871 Herngreen, G. F. W., Kedves, M., Rovnina, L. V., et Smirnova, S. B. (1996). Cretaceous
872 palynofloral provinces: A review. Dans J. Jansonius et D. C. McGregor (dir.), *Palynology*:

873 *Principles and applications* (vol. 3, p. 1157–1188). American Association of Stratigraphic
874 Palynologists Foundation.

875 Jan du Chêne, R. E. (1977). Some new pollen species of the upper Maastrichtian Tar Sand,
876 Abeokuta Formation, southern Nigeria. *Revista Española de Micropaleontología*, 9(2), 191–
877 201.

878 Jan du Chêne, R. E., de Klasz, I., et Archibong, E. E. (1978). Biostratigraphic study of the borehole
879 Ojo-1, SW Nigeria, with special emphasis on the Cretaceous microflora. *Revue de*
880 *Micropaléontologie*, 21, 123–139.

881 Jan du Chêne, R. E., Stover, L. E., et De Coninck, J. (1985). New observations on the
882 dinoflagellatecystgenus *Kallosphaeridium* De Coninck, 1969. *Cahiers de Micropaléontologie*,
883 (4), 1–18.

884 Jardiné, S., et Magloire, L. (1965). Palynologie et stratigraphie du Crétacé des bassins du Sénégal et
885 de Côte d'Ivoire. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 32, 187–245.

886 Lentin, J. K., et Williams, G. L. (1989). *Fossil dinoflagellates: Index to genera and species, 1989*
887 *edition* (AASP Contributions Series n° 20). American Association of Stratigraphic
888 Palynologists Foundation.

889 Lentin, J. K., et Williams, G. L. (1993). *Fossil dinoflagellates: Index to genera and species, 1993*
890 *edition* (AASP Contributions Series n° 28). American Association of Stratigraphic
891 Palynologists Foundation.

892 Mascle, J., et Blarez, E. (1987). Evidence for transform margin evolution from the Ivory Coast–
893 Ghana continental margin. *Nature*, 326, 378–381.

894 Mascle, J., Lohmann, G. P., et Moullade, M. (dir.). (1998). *Proceedings of the Ocean Drilling*
895 *Program, Scientific results* (vol. 159). Ocean Drilling Program.

896 Masure, E., Tea-Yassi, J., et Yao, K. R. (1996). The dinoflagellate genus *Andalusiella*: Emendation
897 of the genus, revision of species, *Andalusiellaivoirensis*. *Review of Palaeobotany and*
898 *Palynology*, 91, 171–186.

899 Odin, G. S., et Matter, A. (1981). De glauconiarum origine. *Sedimentology*, 28(5), 611–641.

900 PETROCI. (2000). *Sédimentologie et palynologie des argiles noires et grises de la région de Brebo*
901 *[Rapport interne non publié]*. PETROCI.

902 PETROCI. (2005). *Biostratigraphie, sédimentologie, géochimie et log de synthèse [Rapport*
903 *interne]*. Direction du Centre d'Analyse et de Recherche, PETROCI.

904 Potonié, R. (1956). *Synopsis der Gattungen der Sporaedispersae. I. Teil : Sporites*
905 *(Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, 23)*. Amt für Bodenforschung.

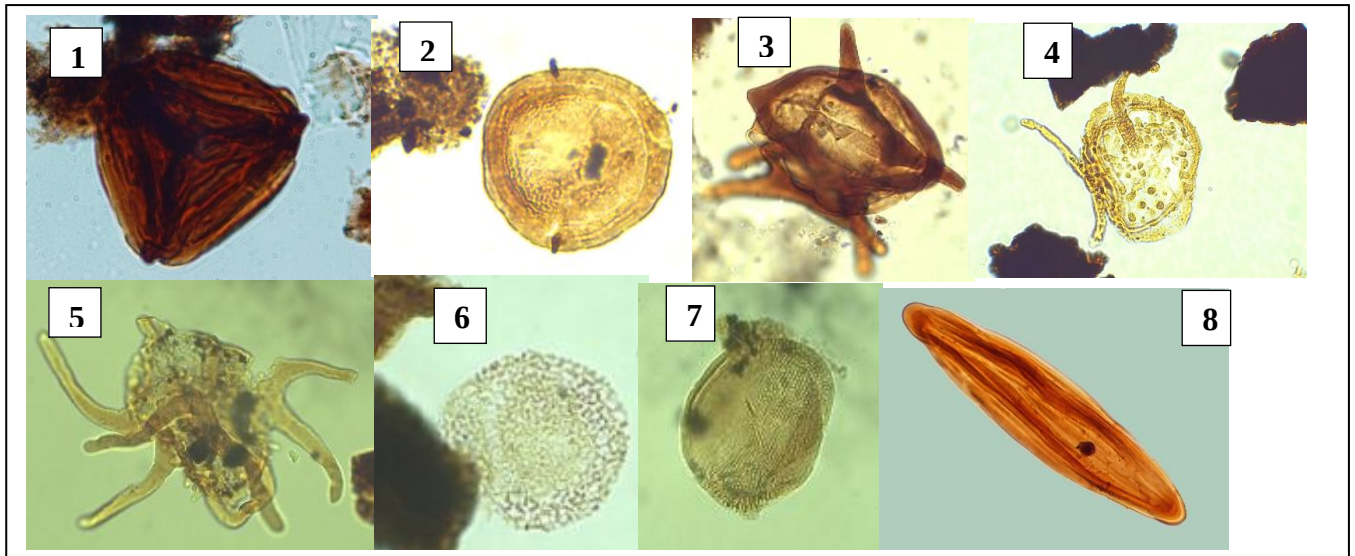
906 Powers, M. C. (1953). A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary*
907 *Petrology*, 23(2), 117–119.

- 908 Saint-Marc, P., et N'da, L. V. (1997). Biostratigraphy and paleoenvironments of Cretaceous
909 deposits off Abidjan (Gulf of Guinea). *Cretaceous Research*, 18, 545–565.
- 910 Tea-Yassi, J., Digbehi, Z. B., Yao, K. R., et Boblai, V. (1999). Étude de quelques palynomorphes
911 du Crétacé supérieur du bassin offshore de Côte d'Ivoire : implications biostratigraphiques et
912 paléoenvironnementales. *Journal of African Earth Sciences*, 29(4).
913 [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(99\)00129-3](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(99)00129-3)
- 914 Tyson, R. V. (1995). *Sedimentary organic matter: Organic facies and palynofacies*. Chapman &
915 Hall.
- 916 Williams, G. L., Fensome, R. A., et MacRae, R. A. (2017). *The Lentin and Williams index of fossil*
917 *dinoflagellates, 2017 edition* (AASP Contributions Series n° 48). American Association of
918 Stratigraphic Palynologists Foundation.
- 919 Wood, G. D., Gabriel, A. M., et Lawson, J. C. (1996). Palynological techniques: Processing and
920 microscopy. Dans J. Jansonius et D. C. McGregor (dir.), *Palynology: Principles and*
921 *applications* (vol. 1, p. 29–50). American Association of
922 Stratigraphic Palynologists Foundation.

926 ANNEXE

927

928 **Planche 1:** 1. *Appendicisporites potomacensis*, 2. *Classopollis classoides*, 3. *Elaterosporites klaszii*,
929 4. *Elaterosporites verrucatus*, 5. *Elaterosporites protensus*,
930 6. *Afropollis jardinus*, 7. *Classopollis jardinei*, 8. *Steevesipollenites cupuliformis*.



931

932

933

Planche

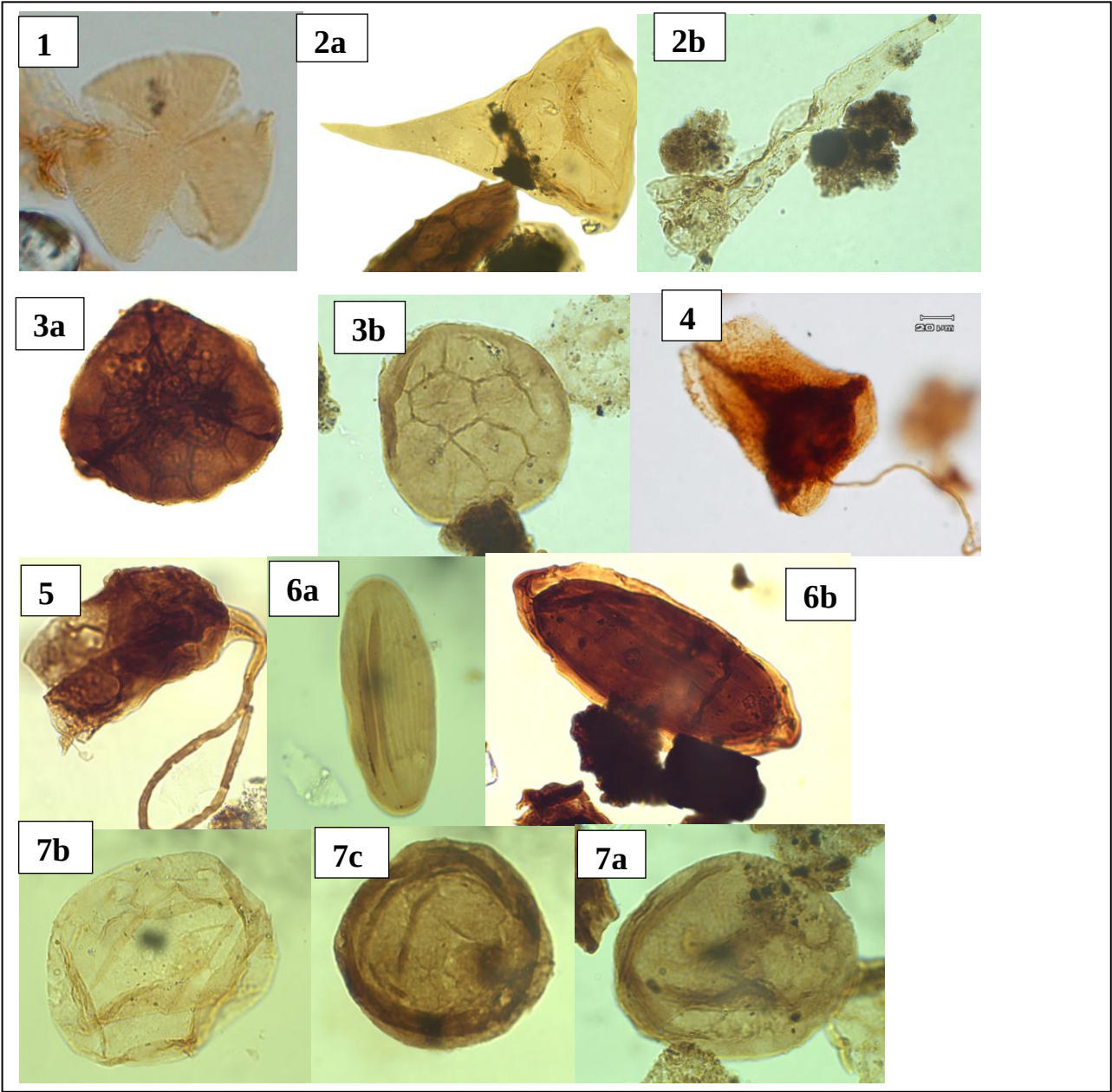
2:1.*Tricolpites* sp.

SC.I

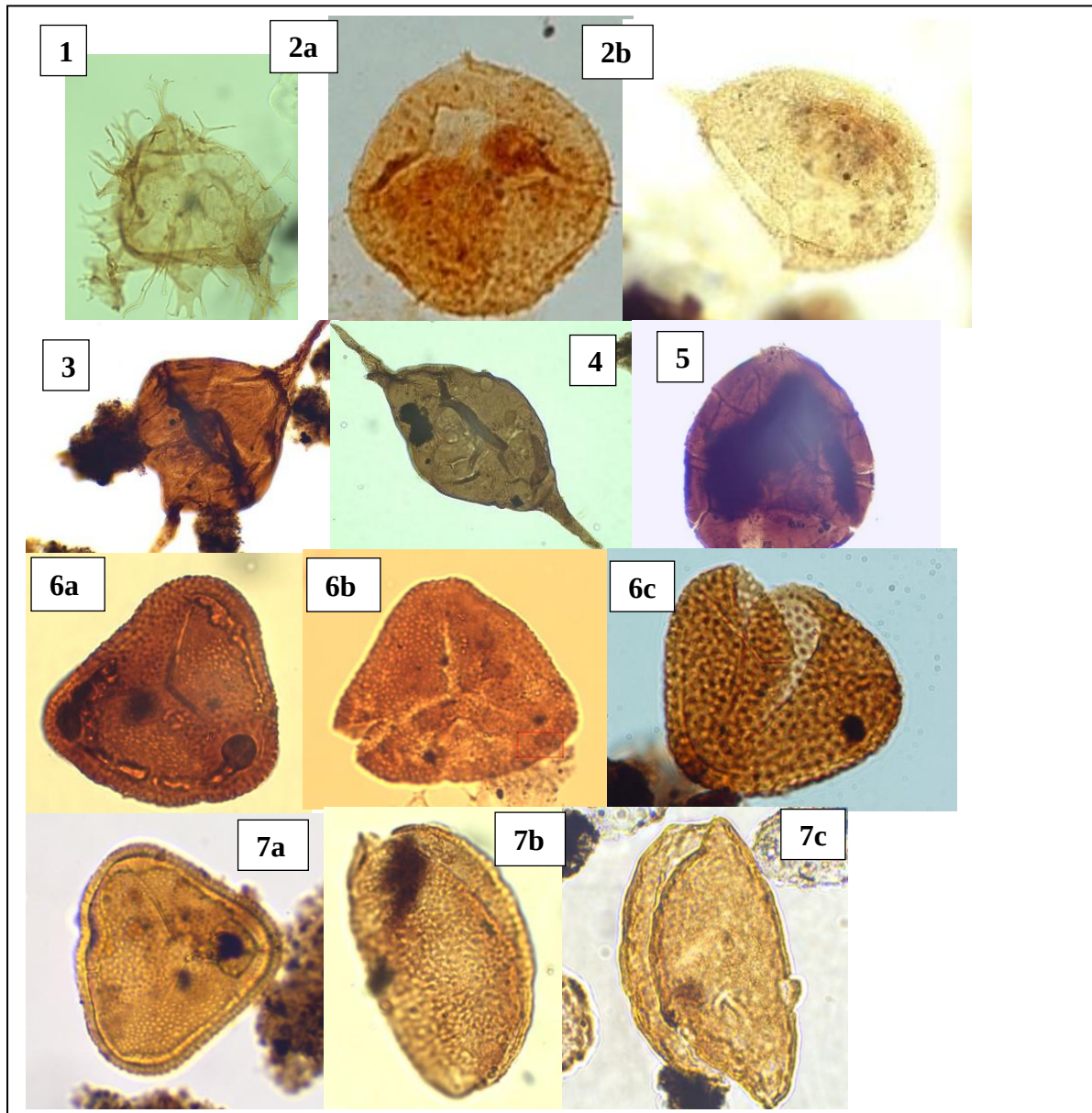
934

13, **2.a,b**, *Odontochitina porifera*, **3.a,b** *Zlivisporis blanensis*, **4.** *Ariadnaesporites spinosus*, **5.** *Ariadnaesporites longiprocessus*, **6.a,b** *Ephedripites ambiguus*, **7a-c** *Inaperturopollenites* spp.

935



938 **Planche 3: 1.** *Xenascus ceratioides*, **2.a,b** *Trichodinium castaneum*, **3.** *Cerodinium granulostriatum*,
 939 **4.** *Andalusiella gabonensis*, **5.** *Andalusiella ivoirensis*, **6a,b,c.** *Foveotriletes margaritae*,
 940 **7,a,b,c.** *Longapertites microfoveolatus*
 941



942
 943

944 **LISTE DES TAXONS CITÉS**

945 **Kystes de dinoflagellés**

- 946 *Andalusiella gabonensis* Masure, Rauscher, Dejax, Schuler et Ferré, 1998
 947 *Andalusiella ivoirensis* Masure, Tea-Yassi & Yao, 1996
 948 *Cerodinium granulostriatum* (Jain & Millepied, 1973) Lentin & Williams, 1987
 949 *Odontochitina porifera* Cookson, 1956
 950 *Trichodinium castaneum* (Deflandre, 1935) Clarke & Verdier, 1967

- 951 *Xenascusceratioides* (Deflandre, 1937) Lentin & Williams, 1973
- 952 **Spores et mégaspores**
- 953 *Appendicisporitespotomacensis* Brenner, 1963
- 954 *Ariadnaesporiteslongiprocessum*(Hills & Jensen, 1966) Hills, 1967
- 955 *Ariadnaesporitespotoniei*Robert Potonié,1956
- 956 *Ariadnaesporitesspinosus* (Elsik, 1966) Hills, 1967
- 957 *Foveotrilitesmargaritae* (van der Hammen, 1954) Germeraad, Hopping & Muller, 1968
- 958 *Zlivisporisblanensis*Pacltová, 1961
- 959 **Grains de pollen**
- 960 *Afropollisjardinus* (Brenner, 1968) Doyle, Jardiné & Doerenkamp, 1982
- 961 *Classopollisclassoides*Pflug, 1953 emend. Pocock & Jansonius, 1961
- 962 *Classopollisjardinei*Reyre, Kieser & Pujol, 1970
- 963 *Classopollismartinotii*Yves Reyre, 1970
- 964 *Classopollis spinosus*G.F.W. Herngreen,1973
- 965 *Elaterosporitesklaszii* (Jardiné & Magloire, 1965) Jardiné, 1967
- 966 *Elaterosporitesprotensus* (Stover, 1963) Jardiné, 1967
- 967 *Elaterosporitesverrucatus* (Jardiné & Magloire, 1965) Jardiné, 1967
- 968 *Ephedripitesambiguus*Richard W. Hedlund, 1966
- 969 *Longapertitesmicrofoveolatus*Adegoke & Jan du Chêne, 1975
- 970 *Steevesipollenitescupuliformis*Azéma et Boltenhagen, 1974
- 971 *Steevesipollenitesgrambastii*Claudine Azéma et Eugène Boltenhagen,1974
- 972 *Tricolpites*sp. SC.I 13 in Jardiné et Magloire, 1965
- 973
- 974