

Un exemple de sédimentation continentale permienne dominée par l'activité de chenaux méandriformes : la Formation de Saint-Mandrier (Bassin de Toulon, Var)*

*A Permian example of meandering-stream deposits:
the Saint-Mandrier Formation
(Toulon Basin, Var)*

Marc DURAND ⁽¹⁾

Mots-clés : Sédimentation fluviale, Méandre, Barre (Barre méandre), Dépôt débordement, Permien moyen (Formation Saint-Mandrier), Paléoclimat, Tuf volcanique, Calcaire, Sédimentation lacustre, Paléosol, Trace organique, Var (bassin Toulon).

Résumé

La qualité exceptionnelle des affleurements offerts par les falaises du littoral varois a suscité l'entreprise d'une étude sédimentologique détaillée de la série permienne du bassin de Toulon, encore mal connue. Les premiers travaux de terrain visaient à une meilleure définition de la Formation de Saint-Mandrier. C'est ainsi qu'ont été mis en évidence sept niveaux de tufs pyroclastiques au sein de cette unité, et à sa base un important niveau de calcaire lacustre (le Calcaire du Bau Rouge), considéré ici comme le membre terminal de la Formation des Salettes, sous-jacente. La présence d'une macroflore bien conservée au sein de ce calcaire permet d'avancer un âge Permien moyen pour la Formation de Saint-Mandrier.

L'étude sédimentologique préliminaire de cette dernière formation autorise une interprétation paléoenvironnementale des principaux lithofaciès. Les corps gréseux majeurs traduisent la migration latérale de barres de méandre, déposées par des cours d'eau à régime irrégulier. Les dépôts de débordement sont représentés par : des accumulations de levée, des remplissages de chenaux de rupture de levée, des épandages de crevasse, des limons de plaine d'inondation et quelques témoins de lacs alcalins peu profonds. Malgré l'absence de tout fossile corporel, les traces d'activité biologique, animale et surtout végétale, suggèrent des conditions climatiques relativement peu sévères, de type semi-aride.

Abstract

Excellent outcrops offered by coastal cliffs around the Toulon harbour incited to undertake a careful sedimentological study of the westernmost non-concealed Permian basin in Provence (Southeastern France), the structure of which is not yet well-known. First field works aimed at a better definition of the Saint-Mandrier Formation. In this way was discovered 7 tuff beds within the upper half of this unit, and just below it, a lacustrine limestone member which can be considered as the uppermost one of the underlying Salettes Formation. A well preserved macroflora given by this limestone (still being studied) leads us to propose a Mid Permian age for the Saint-Mandrier Formation.

Preliminary sedimentological results allow a palaeoenvironmental interpretation of main lithofacies. Large, laterally-persistent, sheet sandstone bodies are shown to be meander-belt deposits (point bars with chute channels and scroll bars) laid down by bed-load medium-scale streams. Overbank alluvia are represented by : levee sandstones and siltstones, crevasse channel and splay sandstones, backswamp mudstones, and scarce floodbasin limestones (wholly silicified at present) deposited in very shallow alkaline lakes.

Despite a clear lack of any body fossil, quite numerous traces of biological activity are preserved, especially within overbank deposits. Some are invertebrate burrows (*e.g. Scoyenia*), but the main part are plant traces : caliche nodules and stem-bases moulds. A semi-arid, relatively mild, climate is inferred.

* Manuscrit reçu le 8 décembre 1992, accepté définitivement le 27 juillet 1993.

(1) Laboratoire de Géologie des Ensembles Sédimentaires, Université de Nancy I, BP 239, 54506 Vandœuvre-lès-Nancy Cedex.

Introduction

Le bassin de Toulon (fig. 1) est le plus occidental des bassins permien provençaux dont le remplissage peut être étudié à l'affleurement. En l'absence de sondages profonds carottés, c'est aussi le plus mal connu. La grande extension des formations de recouvrement récentes et l'importance des installations humaines constituent en effet des obstacles à la compréhension d'une organisation initiale rendue particulièrement complexe, dans ce secteur où les déformations liées à la phase pyrénéo-provençale ont été les plus intenses.

N. Toutin-Morin (1989) y a distingué quatre unités lithostratigraphiques (Formations de Ginouviers, des Salettes, de Saint-Mandrier et de Fabrégas), et proposé des corrélations avec le secteur de Cuers, beaucoup mieux connu, mais qui semble constituer un domaine relativement marginal du bassin de Toulon.

L'unité la mieux représentée est la Formation de Saint-Mandrier, qui paraît représenter la majeure partie du remplissage du bassin. Le long du littoral actuel, plusieurs kilomètres d'affleurements naturels, montrant des pendages variés, offrent des conditions d'observation exceptionnelles, favorables à une analyse sédimentologique détaillée.

Bien que ces coupes n'aient encore fait l'objet que d'une étude préliminaire, il est d'ores et déjà possible de proposer une interprétation des principaux lithofaciès en termes de paléoenvironnement.

Caractérisation de la Formation de Saint-Mandrier

Les récentes observations de terrain ont permis de préciser les caractéristiques lithologiques de la Formation de Saint-Mandrier, ainsi que ses relations avec les formations encaissantes.

Lithologie

La caractéristique dominante de la formation étudiée réside dans la présence constante de lithosomes gréseux à section lenticulaire, de quelques mètres d'épaisseur mais extrêmement étendus (*sheet sandstones* de Friend *et al.*, 1979), de teintes jaunâtre à verdâtre, se succédant plus ou moins régulièrement au sein de faciès plus fins, essentiellement silteux, de teintes dominantes rouge à brun violacé. Ces deux faciès majeurs seront respectivement interprétés ici comme des dépôts de chenaux fluviaux et des dépôts de débordement.

Selon le secteur géographique et le niveau stratigraphique considéré, l'importance volumétrique relative des dépôts de chenaux peut être nettement subordonnée (Pl. I, A) ou au contraire prépondérante. Ainsi peut-on observer localement, dans le secteur du Cap de Carqueiranne, un empilement de lithosomes gréseux, tantôt encore séparés par des joints argileux verdâtres, tantôt franchement amalgamés (Pl. I, C).

Au SW de la presqu'île de Saint-Mandrier (Pointe de la Renardière - Gros Bau - Pointe de Marégau), une

coupe de près de 1 500 m de long, pratiquement continue et sans perturbation tectonique importante (pendage moyen N140°E - 25°SW), permet d'évaluer la puissance de la formation : au moins 700 m, et peut servir de référence.

Dans la moitié supérieure de cette coupe, viennent d'être mis en évidence sept niveaux de tufs pyroclastiques acides, dont les teintes varient du rouge violacé sombre au vert glauque et dont la puissance varie de quelques décimètres à quelques mètres. De tels intercalaires d'origine volcanique ont également été repérés sur toutes les autres coupes étudiées au sein de la Formation de Saint-Mandrier, mais sans qu'il soit possible, pour l'instant, d'effectuer des corrélations sûres avec le profil type. Cette difficulté est probablement à mettre en relation avec le caractère plutôt proximal des pyroclastites en question. Compte tenu des textures observées (présence de lapillis d'accrétion et même de *drops-tones*), les centres émissifs ne devaient en effet être éloignés que de quelques kilomètres, voire quelques centaines de mètres. Indépendamment, ils représentent une origine possible pour les cinérites des niveaux repères récemment découverts dans les formations rouges supérieures du bassin de Lodève (Nmila *et al.*, 1992).

Limite inférieure

Le contact stratigraphique de la Formation de Saint-Mandrier sur la Formation des Salettes n'a pu être observé le long des falaises littorales. Ces deux unités y sont en effet séparées par une faille majeure submérienne (fig. 1), limitant vers l'est le gisement cuprifère « triasique » dit du Cap Garonne (Guillemin, 1952).

Dans ce secteur, à une cinquantaine de mètres au-dessus du niveau de la mer, un ensemble calcaire, puisant d'une vingtaine de mètres mais passé inaperçu jusqu'à présent, constitue le membre terminal de la Formation des Salettes. Nous proposons de le désigner sous le nom de *Calcaire du Bau Rouge*, puisqu'il affleure essentiellement en périphérie du domaine du même nom.

Ce calcaire traduit le comblement d'un lac relativement profond, débutant par des faciès sapropéliques très finement laminés, avec intercalations de « schistes » à empreintes végétales, se poursuivant par des faciès massifs à stromatolithes géants, et s'achevant par des faciès noduleux à chailles noires rubanées. Il traduit également la fin d'un cycle sédimentaire ; au NW du massif de la Colle Noire, il est représenté par quelques mètres de calcaires oncolithiques interstratifiés dans les dernières coulées basaltiques, tandis qu'au sud, il passe latéralement à un épais calcrète bréchique, d'origine pédologique.

Les restes végétaux livrés par le Calcaire du Bau Rouge (en cours d'étude : J. Broutin) constituent les premiers éléments de datation biochronologique reconnus dans la série permienne du bassin de Toulon. La macroflore, où domine *Ullmannia frumentaria*, et le contenu palynologique révèlent beaucoup d'analogies avec les associations décrites dans la Formation de Tregiovo (Haut-Adige, Alpes du Sud centrales), qui correspondrait sensiblement à l'Ufimien (Cassinis et Doubinger, 1991). Ces résultats préliminaires demandent cependant à être confirmés.

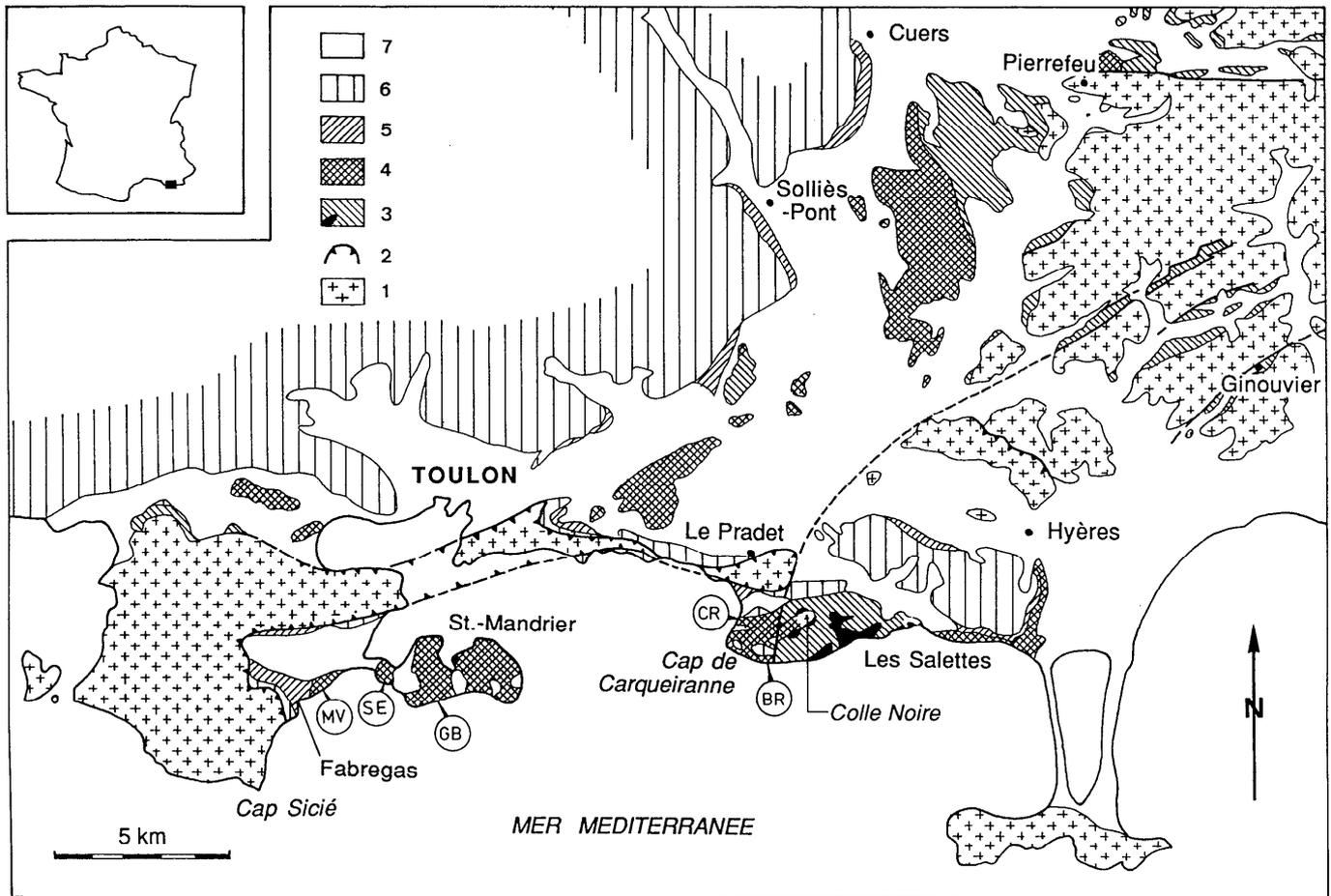


Fig. 1. - Localisation des affleurements permien du bassin de Toulon (d'après N. Toutin-Morin, 1989, modifié).

1 : Socle cristallophyllien ; 2 : Chevauchement ; 3 : Permien infra-Saint-Mandrier (en noir : volcanisme basique) ; 4 : Formation de Saint-Mandrier ; 5 : Permien supra-Saint-Mandrier ; 6 : Couverture mésozoïque ; 7 : Dépôts quaternaires.

Principales coupes = MV : Mar Vivo ; SE : Saint-Elme ; GB : Pointe de Marégau - Gros Bau - Pointe de la Renardière ; CR : Collet Redon ; BR : Bau Rouge.

Fig. 1. - Location of Permian outcrops in the Toulon basin (modified after N. Toutin-Morin, 1989).

1 : Metamorphic basement ; 2 : Thrust fault ; 3 : Sub-St Mandrier Permian deposits (black : basaltic volcanism) ; 4 : Saint-Mandrier Formation ; 5 : Super-St Mandrier Permian deposits ; 6 : Mesozoic cover ; 7 : Quaternary.

Limite supérieure

La Formation de Fabrégas est caractérisée par des dépôts silto-argileux rouges, assez uniformes. Dans la localité éponyme, très proche des écaïlles du Sicié (fig.1), tout comme dans la région du Pradet, les complications tectoniques ne permettent guère de se rendre compte si cette sédimentation de *playa* s'est installée sur une discontinuité de ravinement (Toutin-Morin, 1989 : fig. B15.5) où si elle résulte d'une simple évolution du réseau fluvial responsable du dépôt de la Formation de Saint-Mandrier.

Quoi qu'il en soit, il n'est guère possible de mettre en doute la corrélation de la Formation de Fabrégas avec la Formation de Gonfaron, dans le bassin de Cuers, et la Formation Pélitique du bassin du Luc, pour lesquelles un âge Kazanien supérieur à Tatarien basal vient d'être proposé sur des bases paléontologiques (Demathieu *et al.*, 1992). La Formation de Saint-Mandrier pourrait donc représenter l'essentiel du Permien moyen (*sensu* H. Kozur, 1981).

Les dépôts de chenaux majeurs

L'origine polyphasée de tous les grands corps gréseux constituant la Formation de Saint-Mandrier (*multi-storey sand bodies* de Friend *et al.*, 1979) est attestée par la présence, en leur sein, de multiples surfaces d'accrétion peu pentées, qui viennent généralement se raccorder de manière plus ou moins tangentielle au toit comme au mur (Pl. I B et Toutin-Morin, 1986). Ces surfaces, tantôt à caractère nettement érosif, tantôt soulignées par un joint silto-argileux, limitent ainsi des unités internes à section souvent sigmoïde (Pl. I, D).

Interprétation géométrique

L'orientation des sillons d'érosion basaux associés à chaque phase d'accrétion (Pl. I D se), et celle des litages obliques internes (faisceaux plutôt arqués à la base, et tabulaires peu pentés au sommet), montrent clairement

qu'il s'agit d'accrétion latérale. Bien qu'une telle géométrie puisse résulter de la migration ordonnée de chenaux à faible sinuosité (Durand, 1978; Todd et Went, 1991), un faisceau d'arguments permet d'opter pour l'interprétation la plus classique et d'attribuer ainsi la genèse de chaque grand corps gréseux au développement de barres de méandre (*point bars*).

a) Plusieurs traces de l'affaissement d'une berge concave, toujours particulièrement abrupte dans le cas des cours d'eau méandrisants, sont préservées au sein des faciès de chenaux. Leur géométrie dépend de l'état rhéologique des matériaux dans lesquels a eu lieu l'incision (Laury, 1971) : *slumps* silto-gréseux, issus de dépôts d'inondation (Pl. II, A), ou brèches à gros blocs de grès provenant d'un remplissage de chenal antérieur (Pl. II, B).

b) Sur certaines coupes au travers des grands lithosomes gréseux, les discontinuités internes ont l'air de se succéder par simple translation; c'est l'image classique d'une section de *point bar* (cf. Puigdefabregas et Van Vliet, 1978 : fig. 5A). Cette géométrie ne traduit pourtant qu'un simple phénomène d'accrétion latérale, susceptible de se rencontrer, au moins localement, dans des chenaux de morphologies très diverses (Miall, 1985). A côté de ces sections particulières, que l'on peut qualifier de radiales, la Formation de Saint-Mandrier permet l'observation de deux autres types, beaucoup plus caractéristiques d'une barre de méandre, bien que rarement signalés dans la littérature (fig. 2). Les sections obliques montrent une rotation progressive de

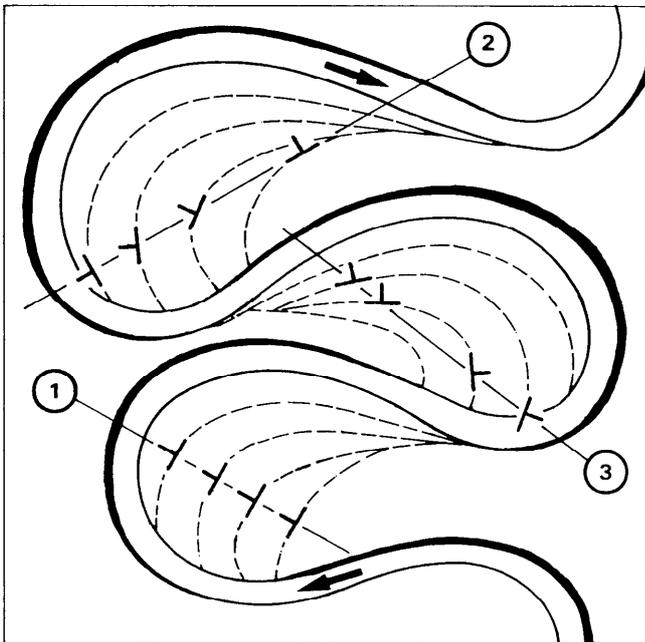


Fig. 2. - Définition des principaux types de section de barre de méandre (d'après T.C. Chamberlin et R.D. Salisbury, 1909, modifié et complété).

1 : Coupe radiale « classique » ; 2 : Coupe oblique ; 3 : Coupe transverse.

Fig. 2. - Definition of the main section-types through a point bar (modified and completed after T.C. Chamberlin and R.D. Salisbury, 1909).

1 : Radial « classic » section ; 2 : Oblique section ; 3 : Transverse section.

la direction des surfaces d'accrétion (jusqu'à 80° en 4 phases dans un corps gréseux du Gros Bau). Les sections transverses montrent une inversion des pendages de ces surfaces (Pl. I, E).

c) Compte tenu de l'extension relativement faible de la zone étudiée, la dispersion des directions d'écoulement local obtenues (fig. 3) permet d'évaluer raisonnablement la valeur de la sinuosité des chenaux : longueur du chenal/longueur de la bande de méandres (Durand, 1978). Par la méthode de R.I. Ferguson (1977), fondée sur la variance de la distribution, la sinuosité peut être ici estimée à 2,1; cette valeur est bien supérieure au seuil généralement admis pour le début du méandrement (1,7 voire 1,5).

La moyenne vectorielle des premières directions de paléocourants obtenues montre qu'un écoulement général vers le nord est sensible sur l'ensemble de la formation. Cette constatation rend peu vraisemblable l'existence d'un « seuil du Pradet » dès le Permien (Toulin-Morin, 1989). Elle conforte en revanche l'hypothèse, développée par J. Aubouin (1974), de l'allochtonie des petits massifs cristallophylliens toulonnais (fig. 1).

Quant aux dimensions des chenaux responsables du dépôt de la Formation de Saint-Mandrier, aucune étude systématique n'a encore été tentée. Comme dans tous les dépôts de cours d'eau méandriformes, leur profondeur est donnée directement, avec une bonne précision, par l'épaisseur des grands corps gréseux non amalgamés (ici 2 à 7 m). Leur largeur à pleins bords ne peut, en revanche, être évaluée qu'avec une large marge d'incertitude (Leeder, 1973). A titre indicatif, la

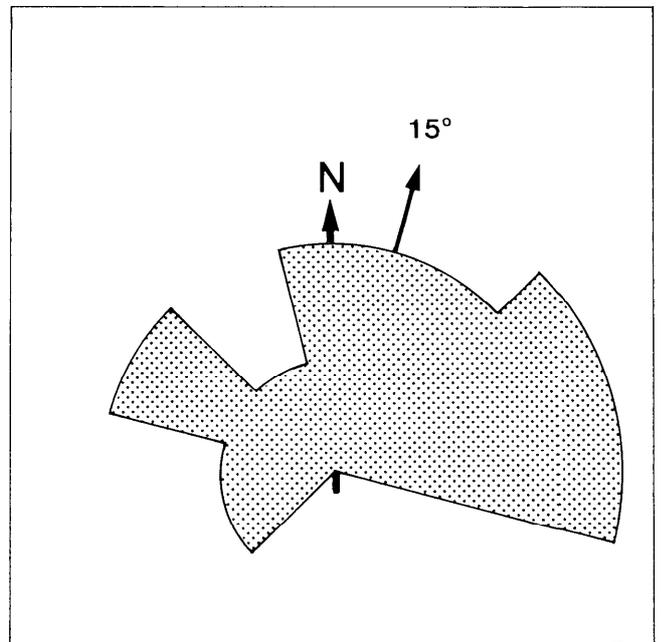


Fig. 3. - Diagramme-rose et résultante vectorielle de quatorze directions locales de chenal dans la Formation de Saint-Mandrier.

La dispersion maximale des courants est voisine de celle de la figure 2.

Fig. 3. - Rose diagram and vector mean of fourteen local channel-trends in the Saint-Mandrier Formation.

Palaeocurrent dispersion is very closed to the one displayed by fig. 2.

largeur du chenal correspondant à la plus grande barre de méandre observée (Pl. I, C) peut être estimée entre 35 et 500 m, dans un intervalle de confiance de 95 %, et avec un maximum de chance autour de 90 ou 100 m, selon que l'on tienne compte ou non de la pente moyenne des surfaces d'accrétion latérale (7°).

Interprétation climatique

Dans la formation étudiée, les dépôts de chenaux présentent un spectre pétrographique assez étalé : des grès grossiers (parfois conglomératiques, à galets de quelques centimètres) aux grès fins. Pourtant, rares sont ceux qui montrent clairement l'organisation globalement granodécroissante, considérée encore trop souvent comme diagnostique des barres de méandre (Plaziat *et al.*, 1987). En fait, il est maintenant clairement démontré d'une part, que des séquences granodécroissantes peuvent se développer dans des contextes fluviaux assez divers (Miall, 1985), et d'autre part que de nombreux remplissages de chenaux méandriques ne présentent pas cette particularité (McGowen et Garner, 1970 ; Jackson II, 1976b ; Platt et Keller, 1992).

Ce défaut d'organisation séquentielle est très généralement lié au fait que l'essentiel du remplissage sédimentaire ne s'est pas effectué lors des périodes d'écoulement à pleins bords. Il serait donc plutôt caractéristique des dépôts de cours d'eau à régime particulièrement irrégulier, ce qui implique soit un climat semi-aride, à précipitations occasionnelles, soit un climat à saisons très contrastées.

Le régime irrégulier des cours d'eau représentés dans la Formation de Saint-Mandrier est également attesté par l'absence quasi-complète des traces de

recoupement de méandre par tangence (*neck cut-off*) au profit des traces de recoupement par chenal de crue (*chute cut-off* de McGowen et Garner, 1970). Ces dernières sont essentiellement représentées par des terminaisons particulières de grands lithosomes gréseux (fig. 4) et par des chenaux de crue dont le développement n'a pas été jusqu'à son terme (Pl. I, F). La conservation occasionnelle de barres longitudinales de rive convexe (*scroll bars* de Jackson II, 1976a), comme celle représentée par la figure 5, plaide dans le même sens.

Les dépôts de débordement

La Formation de Saint-Mandrier offre à l'observation une grande variété de dépôts de débordement : accumulations de levée, chenaux et épandages de crevasse, dépôts de plaine d'inondation, plus ou moins affectés par la pédogenèse, et même quelques calcaires lacustres.

Dépôts de levée

Les unités lithologiques que nous pensons pouvoir assimiler à des dépôts de levée ont une extension horizontale pouvant dépasser la centaine de mètres, mais sont volumétriquement peu importantes. Presque toujours en retrait, sur l'affleurement, par rapport aux bancs franchement gréseux, elles se différencient aisément par leur aspect hétérogène et leurs teintes relativement pâles, souvent rosées.

Elles reposent tantôt sur des faciès fins, homogènes, de plaine d'inondation, tantôt sur des bancs gréseux

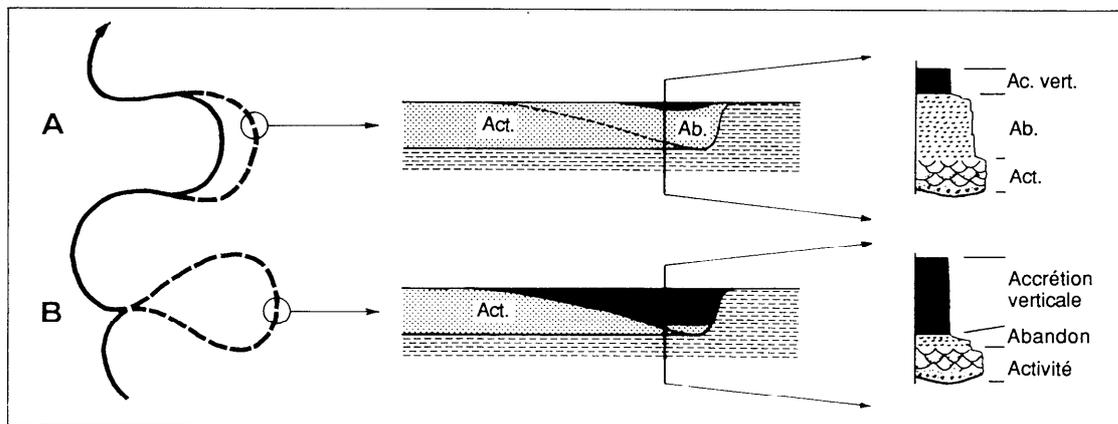


Fig. 4. – Les deux types de recoupement de méandre et leurs critères d'identification (d'après J.C. Harms *et al.*, 1982, modifié et complété).

A : Après recoupement par chenal de crue, l'abandon est généralement progressif. L'alluvionnement sableux peut se poursuivre après interruption de la migration latérale. Le lithosome gréseux vient mouler la rive concave.

B : Après recoupement par tangence, l'abandon est souvent très rapide. Seuls des dépôts fins peuvent venir combler le chenal initial. L'extrémité du lithosome gréseux correspond à la rive convexe.

Fig. 4. – The 2 types of cut-off in a meander belt and their diagnostic criteria (modified and completed after J.C. Harms *et al.*, 1982).

A : After chute cut-off, abandonment is usually gradational. Lateral migration stops, but bed-load deposits may go on. Sand-body end moulds the concave bank.

B : After neck cut-off, channel becomes inactive in a short time. A large plug develops from suspension-load. Sandstone-body end is a point-bar surface.

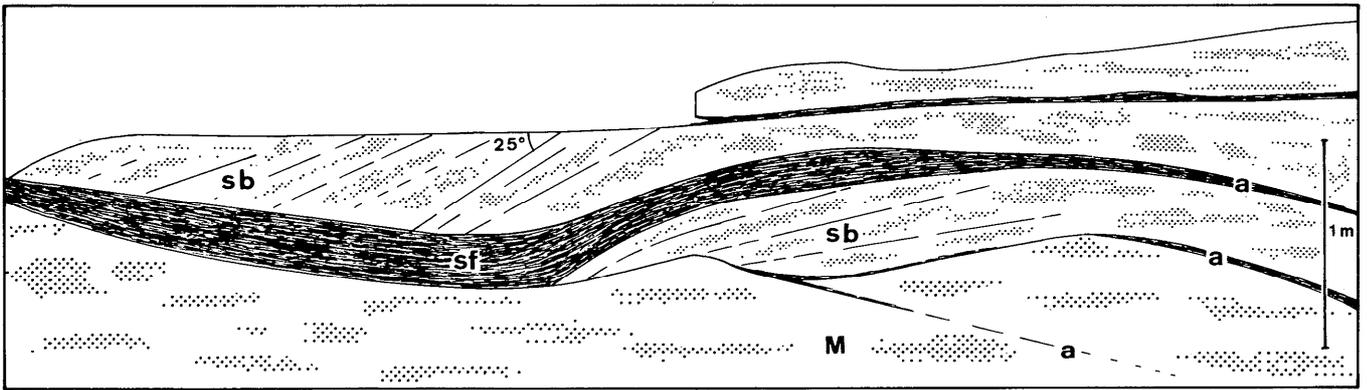


Fig. 5. - Section transversale de barres longitudinales de rive convexe (sb), à l'ouest du Gros Bau.

M : Sommet de la barre de méandre ; a : Surfaces d'accrétion latérale ; sf : Remplissage argileux d'un sillon longitudinal.

Fig. 5. - Cross-section of scroll bars (sb), westwards from the Gros Bau.

M : Point-bar top ; a : Lateral-accretion surfaces ; sf : Swale fill.

correspondant à des épandages de crevasse, et sont toujours tronquées à leur sommet par une discontinuité plus ou moins érosive. C'est sans doute pourquoi leur puissance dépasse rarement 1 à 2 mètres ; une très relative proportionnalité entre cette puissance et celle des dépôts de chenaux majeurs associés mérite cependant d'être remarquée.

Chaque dépôt de levée se présente sous forme d'une intrication irrégulière de grès fins et de silts plus ou moins argileux (Pl. I G, Pl. II C). Les lentilles gréseuses à limites floues et litage peu apparent, qui les constituent, ont une épaisseur variant du centimètre au décimètre, et une extension limitée à quelques mètres au maximum. Elles sont parfois connectées par des filonnets gréseux, souvent sinueux, dont l'interprétation reste ouverte (remplissages de fentes de dessiccation ou filons clastiques ?).

Dépôts de crevasse

Entre deux dépôts successifs de barre de méandre, il est fréquent d'observer plusieurs bancs, franchement gréseux, d'épaisseur nettement moindre et d'apparence homogène. Il s'agit d'épandages de crevasse ou deltas de rupture de levée (*crevasse splays*), comme le montrent leur géométrie légèrement plan-convexe et leur évolution granulométrique verticale. Bien que certains de ces bancs, à grain moyen, restent homogènes à l'observation rapprochée, beaucoup d'autres en effet se révèlent constitués de deux termes successifs (Pl. I, H). Le terme inférieur, à grain relativement fin, pourrait correspondre à la phase d'incision d'une levée, alors que le terme supérieur, plus grossier et normalement granoclassé, traduirait la vidange du chenal majeur.

Beaucoup moins fréquents sont les remplissages de brèches de levée (*crevasse channels*). Ils se présentent généralement sous forme de corps gréseux dont l'extension latérale n'excède que rarement la dizaine de mètres. Leur sommet est sensiblement plat, et leur base, nettement convexe, moule une surface de ravinement. Si l'incision semble bien avoir toujours commencé dans des dépôts de levée, il arrive pourtant fréquemment qu'elle atteigne un épandage de crevasse antérieur, et même parfois des dépôts de plaine d'inon-

dation. Les remplissages montrent souvent un caractère nettement polyphasé, mais sans traces d'accrétion latérale bien caractérisée. Un des meilleurs exemples peut être observé au SW du Fort Saint-Elme (fig. 6).

Les dépôts de plaine d'inondation

Les faciès franchement silto-argileux, à litage horizontal rarement visible, peuvent être interprétés comme des dépôts de plaine d'inondation temporairement émergée. Malgré leur teinte rouge violacé assez uniforme, ils recèlent fréquemment des redistributions carbonatées, qui témoignent tantôt de la présence de matière organique lors du dépôt initial, tantôt d'une certaine activité biologique légèrement postérieure au dépôt.

Les nodules sphériques isolés, souvent à structure en *septaria*, dont le diamètre peut atteindre 20 cm, sont le résultat d'une diagenèse précoce en milieu d'hydromorphie permanente (Toutin-Morin, 1985). Les chapelets de nodules irréguliers et surtout les gros manchons racinaires subverticaux, dont la couche externe fibro-radiée passe à la structure *cone in cone* (cf. Freydet *et al.*, 1992 ; Aassoumi *et al.*, 1992), ne peuvent s'être formés qu'en milieu moins engorgé. C'est d'ailleurs aux sommets des niveaux pyroclastiques, qui devaient constituer les milieux les mieux drainés, que les manchons racinaires, ici sub-horizontaux (Pl. II, E), prennent leur maximum de développement, constituant parfois un véritable horizon pétrocalcique.

Certains bancs à structure noduleuse, s'accroissant vers le sommet, correspondent probablement à des milieux palustres. C'est particulièrement à leur niveau que se rencontrent parfois des moulages gréseux de bases de troncs végétaux, enrobés d'un manchon de coralline (Pl. II, G). Ce dernier phénomène est peut-être à mettre en relation avec la précipitation précoce de sulfates (Durand et Meyer, 1982), qui ne serait pas anachronique dans un paléoenvironnement de ce type.

Localement, dans la petite baie située entre la Pointe de la Renardière et le Gros Bau, apparaissent quelques bancs peu épais (60 cm au maximum) d'un faciès siliceux jaune-verdâtre à grain extrêmement fin.

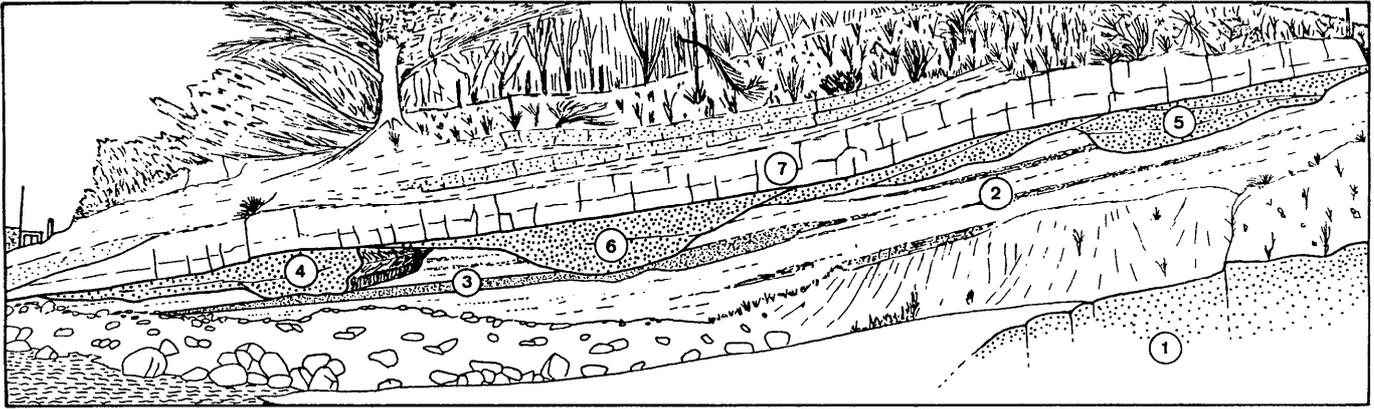


Fig. 6. – Chenaux de rupture de levée au sud-ouest du Fort Saint-Elme.

1 : Sommet d'une barre de méandre ; 2 : Dépôts de levée et de plaine d'inondation ; 3 : Épandage de crevasse ; 4-5-6 : Chenaux de rupture de levée (dans l'ordre chronologique) ; 7 : Tuf pyroclastique SE4 (puissance : 1,2 m). La largeur des chenaux 4 et 6 est de l'ordre de 5 à 6 mètres.

Fig. 6. – Crevasse channels, southwest from Saint-Elme Fort.

1: Point-bar top; 2: Levee and floodplain deposits; 3: Crevasse splay; 4-5-6: Crevasse channels (in chronological order); 7: Rhyolitic tuff bed SE4 (1.2 m thick). The channels 4 and 6 are about 5-6 m wide.

dont la texture évoque un ancien calcaire lacustre. A plusieurs niveaux, des laminations épaisses de quelques millimètres y sont décelables, parfois interrompues par des traces de bioturbation.

Très différentes de celles, beaucoup plus minces, des Calcaires du Bau rouge, ces laminations ont clairement une origine mécanique et semblent résulter du remaniement de cristaux de gypse très ténus au sein de minces faisceaux de litage oblique. Les minuscules cupules d'affouillement en croissant (Pl. II, H), portées par certaines de ces laminations, impliquent également un certain hydrodynamisme. L'absence de conservation de l'obstacle responsable de ces figures peut surprendre, mais des observations dans l'actuel suggèrent qu'il aurait pu s'agir d'une algue (Bhattacharya, 1992), peut-être voisine des cyanophycées amphibies actuelles du genre *Nostoc*.

Indicateurs paléoclimatiques

Les dépôts de plaine d'inondation proprement dite sont affectés, à plusieurs niveaux de la série étudiée, d'un réseau de fentes de dessiccation de grande taille. Ces fentes, dont la largeur maximale peut atteindre 30 cm et la profondeur plus de deux mètres, évoquent des périodes de sécheresse prolongée. D'autre part, elles s'accordent mal avec la nature actuelle, presque exclusivement illitique, de la fraction argileuse des matériaux affectés.

Cette large prédominance de l'illite dans le Permien et le Trias détritiques de Provence est un phénomène très général, qui a été diversement interprété. Pour le Trias, la transformation diagénétique de smectites en illites a été démontrée au niveau des paléosols (Durand *et al.*, 1989). Pour le Permien, il a été envisagé une origine précoce des illites, dans le contexte peu hydrolysant de bassins de haute altitude (Sabrier *et al.*, 1991). Quoi qu'il en soit, le climat ne devait pas être très sévère (ni très sec, ni très froid) dans le bassin de Tou-

lon, lors du dépôt de la Formation de Saint-Mandrier, comme en témoigne la relative abondance des traces d'activité biologique.

Les traces d'invertébrés traduisent la présence de communautés relativement denses, bien que très peu diversifiées. Au niveau des surfaces d'accrétion, ce sont essentiellement des *Scoyenia*, dont l'auteur présumé serait un crustacé (*cf.* Durand *et al.*, 1989). A la surface des barres et des épandages de crevasse, en revanche, ne se rencontrent guère que de multiples terriers dont la forme et la taille évoquent un doigt de gant (Pl. II, D), et dont l'origine reste énigmatique.

L'implantation des végétaux est attestée, malgré l'absence de fossilisation directe de tout reste de macroflore, par l'effacement quasi-systématique des litages dans les dépôts de levée et de plaine d'inondation, par la fréquence des chapelets de nodules et des manchons racinaires, signalés plus haut, et par les différents types de moulages de base tronc.

Au toit de certains épandages de crevasse, de nombreuses dépressions circulaires, remplies de silts à petits nodules calcaires, correspondent aux emplacements de telles bases de tronc (Pl. II, F), comme le prouve leur connexion fréquente avec des nodules racinaires dans le paléosol sous-jacent. Il devait donc exister, au moins localement, un certain couvert forestier, peut-être du type forêt-galerie. D'autre part, la présence de zones lacustres peu profondes à sédimentation purement chimique plaide pour l'existence, à proximité, d'un couvert végétal suffisamment dense, au niveau du sol, pour jouer le rôle de filtre (Plaziat *et al.*, 1987).

En fin de compte, la formation étudiée montre la juxtaposition d'indices de sécheresse et d'humidité. Les fentes de retrait géantes à remplissage polyphasé, et surtout les horizons pétrocalciques, plaident clairement pour un environnement climatique général semi-aride (*cf.* Duchaufour, 1976). En revanche, le développement d'un couvert végétal relativement dense, à proximité de sols hydromorphes, pourrait revêtir un caractère stationnel. Pour peu que le bassin versant fût suffisamment étendu (ce que suggère la géométrie des

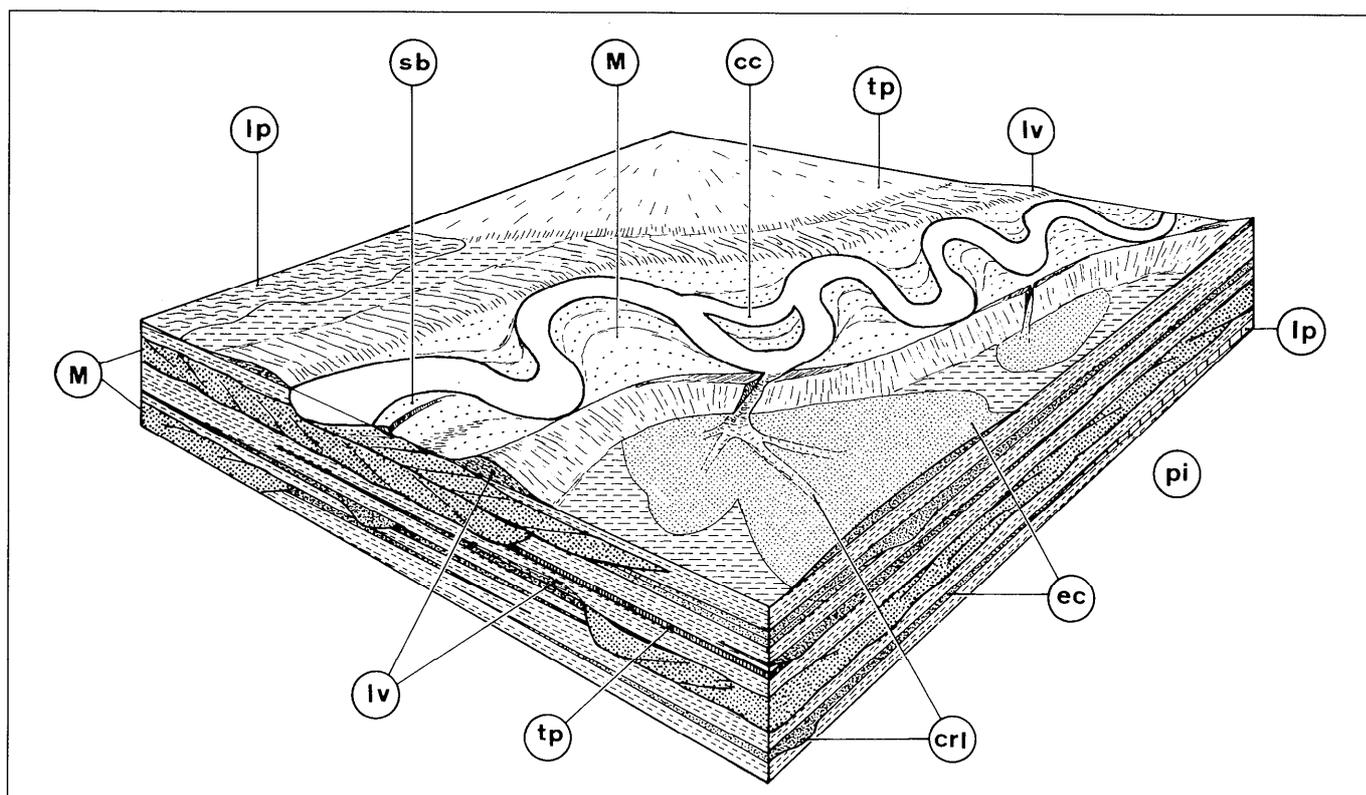


Fig. 7. – Modèle synthétique d'interprétation paléoenvironnementale de la Formation de Saint-Mandrier (adapté de N.H. Platt et B. Keller, 1992).

cc : Chenaux de crue ; crl : Chenaux de rupture de levée ; ec : Épandages de crevasse ; lv : Levées ; lp : Milieux lacustres à palustres avec dépôts calcaires ; M : Barres de méandre et corps gréseux majeurs ; pi : Dépôts de plaine d'inondation ; sb : Barre longitudinale de rive convexe ; tp : Épandages de tufs pyroclastiques. En l'absence de précision sur sa nature, le couvert végétal a été volontairement omis.

Fig. 7. – Summary facies model for deposition of the Saint-Mandrier Formation (Adapted after N.H. Platt and B. Keller, 1992). cc : Chute channels ; lp : Crevasse channels ; ec : Crevasse splays ; lv : Levees ; lp : Lacustrine and paludal limestones ; pi : Flood-plain deposits ; sb : Scroll bar ; tp : Rhyolitic tuff beds. In the absence of precise data about its composition, the plant cover is deliberately omitted.

chenaux), les abords des méandres devaient bénéficier de ressources hydriques beaucoup moins précaires que celles apportées directement par les précipitations. Quant au régime des crues fluviales : saisonnier ou purement aléatoire, rien ne permet pour l'instant de le préciser.

Conclusion

L'étude sédimentologique préliminaire de la Formation de Saint-Mandrier permet de reconstituer, pour le Permien moyen du bassin de Toulon, un modèle, assez classique, de paléoenvironnements continentaux dans un bassin parcouru par des cours d'eau méandriformes (fig. 7), sous un climat de type semi-aride. Par la qualité remarquable des affleurements, cette formation constitue, sans doute, un des meilleurs exemples de ce type de sédimentation connus sur le territoire français.

Cependant, de nombreux travaux restent à faire. En particulier, les niveaux pyroclastiques et les paléosols n'ont été étudiés que très superficiellement, et le problème des variations verticales et régionales dans les modalités d'empilement des corps sédimentaires n'a pas encore été abordé.

Remerciements

L'auteur tient à exprimer ses vifs remerciements à N. Toutin-Morin et un rapporteur anonyme pour leurs remarques et suggestions en vue de la mise au point définitive de cette note.

Références bibliographiques

- AASSOUMI H., BROUTIN J., EL WARTITI M., FREYET P., KOENIGUER J.C., QUESADA C., SIMANCAS F., TOUTIN-MORIN N. (1992). – Pedological nodules with cone in cone structure in the Permian of Sierra Morena (Spain) and central Morocco. *Carbonates and Evaporites*, **7**, 2, pp. 140-149.
- AUBOUIN J. (1974). – La Provence. In: J. Debelmas (ed.), *Géologie de la France*. Doin, Paris, t. 2, pp. 346-386.
- BHATTACHARYA A. (1992). – Current crescents formed by marine algae (*Valonia* sp.): a new record of obstacle marks lacking preservation of obstacle. *Sedimentology*, **39**, pp. 513-516.
- CASSINIS G., DOUBINGER J. (1991). – On the geological time of the typical Collio and Tregiovo continental beds in the southern Alpine Permian (Italy), and some additional observations. *Atti Ticin. Sci. Terra*, **34**, pp. 1-20.

- CHAMBERLIN T.C., SALISBURY R.D. (1909). – Geology: processes and their results. John Murray, London, 2nd. ed., 648 p.
- DEMATHIEU G., GAND G., TOUTIN-MORIN N. (1992). – La palichnofaune des bassins permien provençaux. *Géobios*, **25**, 1, pp. 19-54.
- DUCHAUFOUR P. (1976). – Atlas écologique des sols du monde. Masson, Paris, 178 p.
- DURAND M. (1978). – Paléocourants et reconstitution paléogéographique : L'exemple du Buntsandstein des Vosges méridionales (Trias inférieur et moyen continental). *Sciences de la Terre*, Nancy, 22, 4, pp. 301-390.
- DURAND M., MEYER R. (1982). – Silicifications (silcrètes) et évaporites dans les Zones violettes du Trias inférieur lorrain. Comparaison avec le Buntsandstein de Provence et le Permien des Vosges. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, **35**, 1-2, pp. 17-39.
- DURAND M., MEYER R., AVRIL G. (1989). – Le Trias détritique de Provence, du dôme de Barrot et du Mercantour. *Publ. Assoc. Sédiment. Fr.*, **6**, 135 p
- FERGUSON R.I. (1977). – Meander sinuosity and direction variance. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **88**, pp. 212-214.
- FRIEND P.F., SLATER M.J., WILLIAMS R.C. (1979). – Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. *J. Geol. Soc. London*, **136**, pp. 39-46.
- FREYET P., AASSOUMI H., BROUTIN J., EL WARTITI M., TOUTIN-MORIN N. (1992). – Présence de nodules pédologiques à structure cone-in-cone dans le Permien continental du Maroc, d'Espagne et de Provence. Attribution possible à une activité bactérienne associée à des racines de Cordaites. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **315**, (2), 6, pp. 765-771.
- GUILLEMIN C. (1952). – Étude minéralogique et métallogénique du gîte plumbocuprifère du Cap Garonne (Var). *Bull. Soc. Fr. Minéral Cristallogr.*, **75**, pp. 70-160.
- HARMS J.C., SOUTHARD J.B., WALKER R.G. (1982). – Structures and sequences in clastic rocks. *SEPM Short Course Notes*, 9, 249 p.
- JACKSON R.G.II (1976a). – Largescale ripples of the lower Wabash River. *Sedimentology*, **23**, pp. 593-623.
- JACKSON R.G.II (1976b). – Depositional model of point bars in the lower Wabash River. *J. Sediment. Petrol.*, **46**, pp. 579-594.
- KOZUR H. (1981). – The boundaries and subdivisions of the Permian system. In : International symposium on central european Permian (1978). Geological Institute, Warszawa, pp. 401-425.
- LAURY R.L. (1971). – Stream bank failure and rotational slumping ; preservation and significance in the geologic record. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **82**, pp. 1251-1266.
- LEEDER M.R. (1973). – Fluvial fining-upwards cycles and the magnitude of palaeochannels. *Géol. Mag.*, **110**, 3, pp. 265-276.
- MC GOWEN J.H., GARNER L.E. (1970). – Physiographic features and stratification types of coarse-grained point bars : Modern and ancient examples. *Sedimentology*, **14**, pp. 77-111.
- MIALL A.D. (1985). – Architectural-element analysis : a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, **22**, pp. 261-308.
- NMILA A., CABANIS B., LEROY S., HENRIOT O., MATHIS V. (1992). – Découverte de nouveaux horizons tuffiques dans le Permien Rouge supérieur du bassin de Lodève (Hérault, France). Essai de caractérisation du volcanisme. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **315**, (2), 6, pp. 689-696.
- PLATT N.H., KELLER B. (1992). – Distal alluvial deposits in a foreland basin setting – the Lower Freshwater Molasse (Lower Miocene), Switzerland : sedimentology, architecture and paleosols. *Sedimentology*, **39**, pp. 545-565.
- PLAZIAT J.C., FREYET P., MAREC P. (1987). – Sédimentation molassique et paléopédogenèse en Languedoc. *Publ. Assoc. Sédiment. Fr.*, **3**, 127 p.
- PUIGDEFABREGAS C., VAN VLIET A. (1978). – Meandering stream deposits from the Tertiary of the Southern Pyrenees. In : A.D. Miall (ed.), Fluvial Sedimentology. *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, **5**, pp. 469-485.
- SABRIER R., TOUTIN-MORIN N., DELFAUD J. (1991). – Rôle perturbateur du relief dans la genèse des minéraux argileux : Exemple des bassins provençaux au Permien supérieur et au début du Trias. 3^e Congr. fr. Sédiment., Brest. Rés., pp. 245-246.
- TOUTIN-MORIN N. (1985). – Les dépôts carbonatés lacustres et palustres du Permien provençal : différences et signification. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **301**, (2), **20**, pp. 1423-1428.
- TOUTIN-MORIN N. (1986). – Quelques exemples de discontinuités sédimentaires dans le domaine continental provençal (France). *Arch. Sci. Genève*, **39**, 1, pp. 67-78.
- TOUTIN-MORIN N. (1989). – Les bassins permien provençaux. In : J.J. Chateaufeuf et G. Farjanel (coord.), Synthèse géologique des bassins permien français. *Mém. BRGM*, n° 128, pp. 114-118.
- TODD S.P., WENT D.J. (1991). – Lateral migration of sand-bed rivers : examples from the Devonian Glashabeg Formation, SW Ireland and the Cambrian Alderney Sandstone Formation, Channel Islands. *Sedimentology*, **38**, pp. 997-1020.

PLANCHE I

Principaux lithofaciès de la Formation de Saint-Mandrier

A : Vue générale d'un affleurement côtier (est du Gros Bau).

Les grands corps gréseux, clairs, correspondent aux barres de méandre des chenaux majeurs. Les dépôts de débordement sont ici très développés et riches en épandages de crevasse : bancs gréseux plus minces.

A : Overall picture of a coastal outcrop (East of the Gros Bau).

Major sandstone-bodies, lightly coloured, are meander-belt deposits (point bars). Overbank deposits are here especially developed, with many crevasse-splay beds : thinner and darker sheet sandstones.

B : Coupe radiale d'une barre de méandre (M), épaisse de 3 m (près de la Pointe de la Renardière).

Au moins quatre surfaces d'accrétion latérale, pentées vers la droite, sont visibles.

B : Radial section through a point bar (M), 3 m thick (Near the Pointe de la Renardière).

At least 4 lateral accretion surfaces, dipping to the right, can be seen.

C : Trois dépôts de chenaux successifs amalgamés (secteur du Cap de Carqueiranne).

Le pendage structural est ici très faible : 5°. La barre inférieure, interrompue par faille vers la droite, montre clairement des surfaces d'accrétion pentées vers la mer.

C : Three amalgamated successive channel-deposits (Cap de Carqueiranne area).

The structural dip is here very low : 5°. The lower bar, interrupted by fault on the right, displays clearly accretion surfaces dipping to the sea.

D : Unité d'accrétion latérale à section sigmoïde (pointe de la Renardière).

Remarquer le sillon d'érosion basal (se), normal au plan d'observation, et à l'arrière-plan, un chenal précocement abandonné (ca) et un épandage de crevasse (ec).

D : Sigmoidal section displayed by a lateral-accretion unit (Pointe de la Renardière).

Notice the basal gutter cast (se), normal to the section, and in the background, an early abandoned channel (ca) and a crevasse splay (ec).

E : Coupe transverse d'une barre de méandre (entre la Pointe de la Renardière et le Gros Bau).

Le profil selon le trait noir (2,5 m), d'abord granocroissant, pourrait traduire la progradation d'une barre de rapide, au débouché d'un chenal de crue.

E : Transverse section through a point bar (between the Pointe de la Renardière and the Gros Bau).

The coarsening-upwards profile along the black line (2.5 m) could be due to the progradation of a chute bar.

F : Chenal de crue, recoupant une barre de méandre, puis abandonné (est du Gros Bau).

Les déformations à l'arrière plan résultent d'une tectonique tardive.

F : Aborted chute-channel (East of the Gros Bau).

Disturbed structure, in the background, is related to late tectonics.

G : Aspect caractéristique des dépôts de levée (est de la Pointe de la Renardière).

L'unité visible ici, épaisse de 1.2 m, est encadrée par deux épandages de crevasse (ec).

G : Typical aspect of levee deposits (East of the Pointe de la Renardière).

The 1.2 m thick unit, present here, is interlayered between two crevasse-splay beds (ec).

H : Structure d'un delta de rupture de levée ou épandage de crevasse (ouest de la Plage de la Coudoulière).

Cette unité, anormalement épaisse (1 m) et grossière, montre bien la succession caractéristique : terme inférieur homogène à grain fin (sous le fer du marteau), terme supérieur grossier et granoclassé.

H : Typical structure of a crevasse-splay deposit (West of the Coudoulière Beach).

This bed, unusually thick (1 m) and coarse-grained, displays the typical succession : lower homogeneous fine-grain unit (below the hammer iron), upper coarse-grain fining-upwards unit.

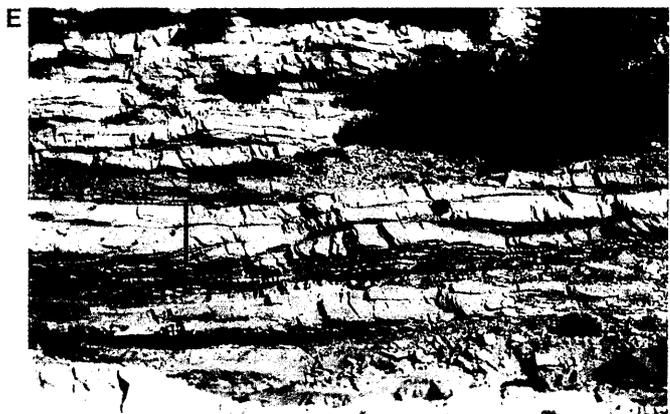
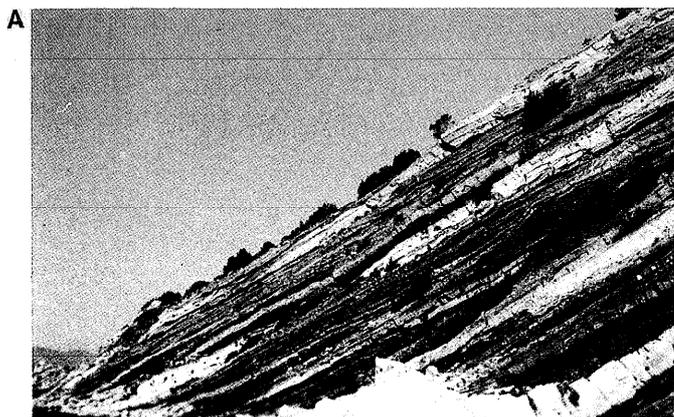


PLANCHE II

Structures particulières de la Formation de Saint-Mandrier

A : Slump d'effondrement de berge (Pointe de la Renardière).

La hauteur du cliché correspond à 2,5 m.

A : Slump produced by bank collapse (Pointe de la Renardière).

Picture height corresponds to 2.5 m.

B : Brèche d'effondrement de berge (Cap de Carqueiranne).

Des blocs (jusqu'à 1 m de long) de grès précocement cimenté sont emballés dans un remplissage sableux de chenal.

B : Bank-failure breccia in channel sandstone (Cap de Carqueiranne).

Boulders (up to 1 m long) made of early cemented sandstone are embedded in more recent channel sandstone.

C : Grandes fentes de dessiccation dans les limons de crue (Gros Bau).

Leur remplissage, polyphasé, traduit la lente progression des dépôts de levée surincombants.

C : Large desiccation cracks opened in floodplain muds (Gros Bau).

Their multisorey infilling conveys the slow advance of the overlying levee deposits.

D : Terriers en doigt de gant au dos d'un épandage de crevasse (Pointe de la Renardière).

La mire mesure 7 cm de long.

D : Glove-finger shaped burrows at the top of a crevasse-splay (Pointe de la Renardière).

The card is 7 cm long.

E : Manchons racinaires subhorizontaux au toit du niveau pyroclastique SE2 (Sud-est du Fort Saint-Elme).

Le diamètre du capot d'objectif est de 5 cm.

E : Subhorizontal incipient caliche developed around plant roots on the top of the tuff bed SE2 (SE of Saint-Elme Fort).

The diameter of the lens cap is 5 cm.

F : Moulages négatifs de bases de troncs verticaux visibles au dos d'un épandage de crevasse (Pointe de la Renardière).

F : Vertical plant-stem molds exposed at the top of a crevasse splay (Pointe de la Renardière).

G : Manchon de cornaline autour du moulage positif, gréseux, d'une base de tronc (est de la Pointe de Marégau).

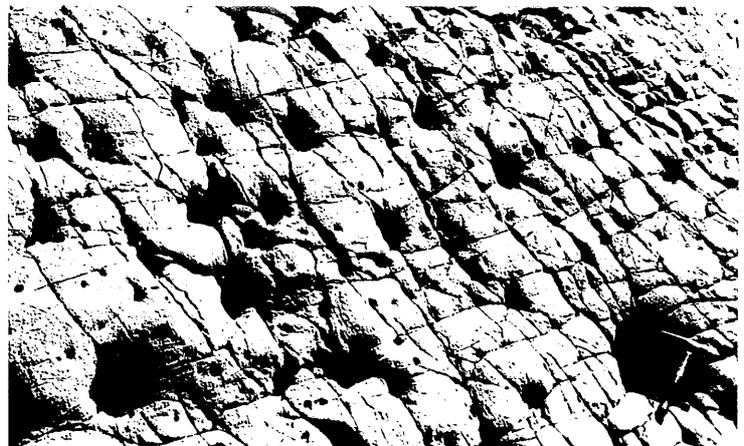
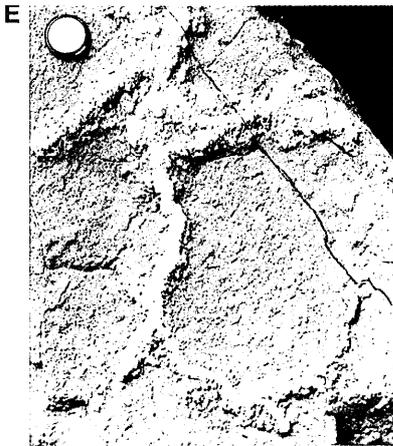
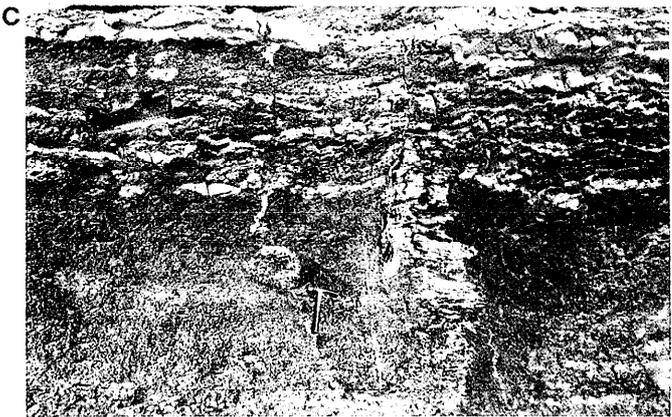
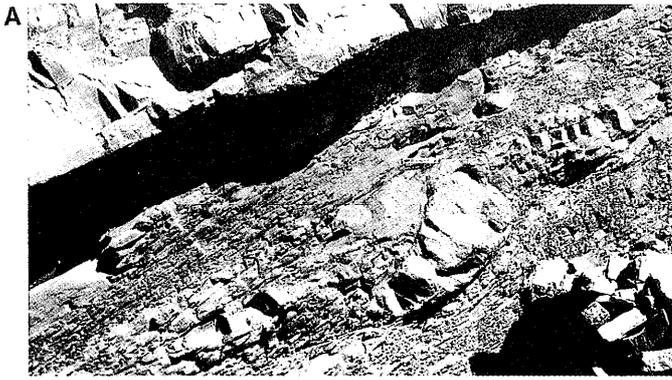
G : Carnelian muff around a stem-base sandstone cast (East of Pointe de Marégau).

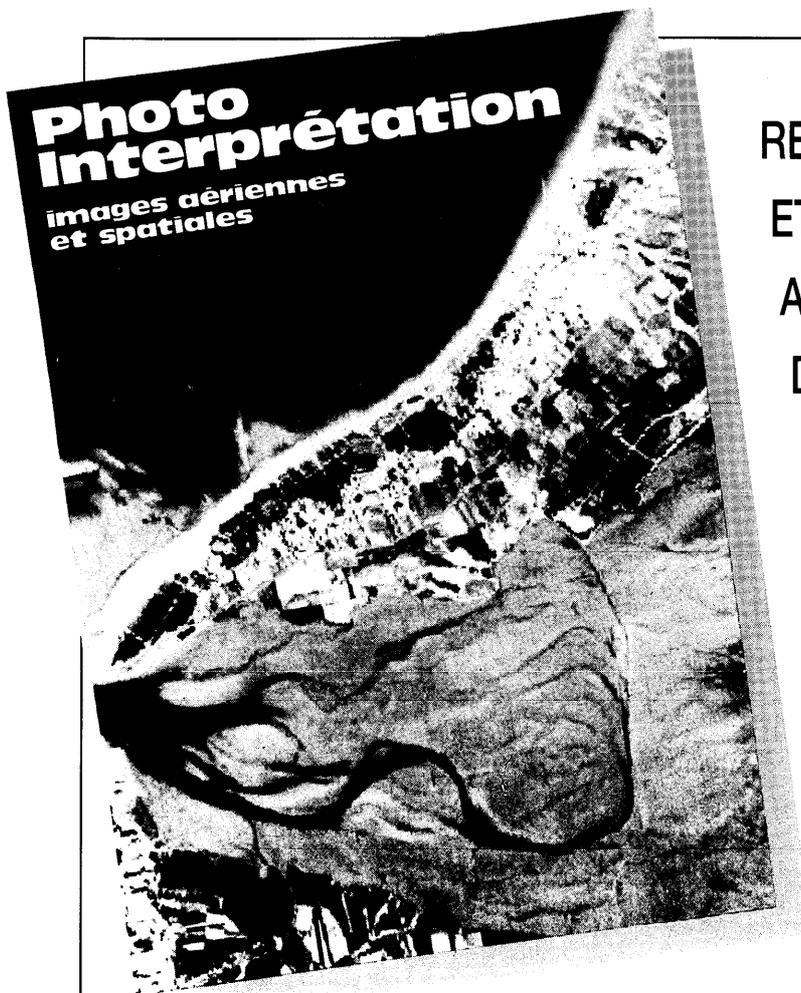
H : Moulages de petites cupules d'affouillement en croissant dans un niveau de calcaire lacustre silicifié (entre Pointe de la Renardière et Gros Bau).

Le champ du cliché correspond à 10 cm.

H : Small current-crescent casts in floodbasin lacustrine silicified limestone (between Pointe de la Renardière and Gros Bau).

The field of the picture is 10 cm wide.





REVUE DE HAUT NIVEAU
 ET DE FORMATION
 A L'INTERPRÉTATION
 DES IMAGES AÉRIENNES
 ET SPATIALES
 IMAGES DE
 TÉLÉDÉTECTION,
 NUMÉRIQUES
 ET ANALOGIQUES,
 IMAGES TRAITÉES
 CLASSIFICATIONS...

La revue PHOTO INTERPRÉTATION s'adresse au vaste public de ceux qui, géologues, hydrologues, botanistes, océanographes, géographes, archéologues, urbanistes, aménageurs, sont confrontés à des problèmes d'interprétation des images de la Terre.



BULLETIN D'ABONNEMENT

A retourner à : Editions ESKA, 27, rue DUNOIS, 75013 PARIS - FRANCE
 Tél. 16 (1) 44 06 80 42 - Fax : 16 (1) 44 24 06 94

OUI, je désire souscrire un abonnement à la revue PHOTO INTERPRÉTATION (1 an - 6 numéros)

Pour l'année 1993 FRANCE1040 FF (*Frais de port par avion en sus*)
 ÉTRANGER1202 FF

Ci-joint mon règlement

Nom :
 Société :
 Adresse :
 Ville : Code postal : Etat : Pays :

Prix de vente au numéro	Année 1993 : 275 FF	Année 1989 : 185 FF
	Année 91-92 : 250 FF	Année 1988 : 175 FF
	Année 1990 : 190 FF	Année 1987 : 165 FF