# Nouvelles données sur le Trias de Sologne (Chémery, sud-ouest du bassin de Paris) : stratigraphie et environnements de dépôts

Youri HAMON <sup>(1, 2)</sup> Gilles MERZERAUD <sup>(2)</sup>

New data on the Triassic Deposits of Sologne (Chémery, Southwest Paris Basin): stratigraphy and depositional environments

Géologie de la France, Année 2005, pp. 3-22, 14 fig.

Mots clés : Norien, Lithofaciès, Diagraphie, Sédimentation fluviatile, Stratigraphie séquentielle, Paléosol, Bassin Parisien, Sologne, Loir-et-Cher

Key words: Norian, Lithofacies, Well-Logging, Fluvial sedimentation, Sequence stratigraphy, Paleosols, Paris Basin, Sologne, Loir-et-Cher France

#### Résumé

En Sologne, les dépôts triasiques rencontrés en forages constituent des niveaux réservoirs à faciès fluviatiles, jusqu'à présent peu étudiés. Une étude détaillée (carottes et diagraphies) de plusieurs puits a permis la reconnaissance d'associations de faciès, caractéristiques de milieux de dépôts (barres de chenal, débordements, plaine d'inondation ...), s'inscrivant au sein de trois environnements sédimentaires qui se succèdent verticalement : (1) un ensemble de faciès de cône alluvial distal (2) un ensemble de faciès de plaine en tresse, coiffé par un niveau dolomitique important (jusqu'à 5 m) interprété comme un paléosol, (3) un ensemble de faciès de plaine alluviale à influence gravitaire.

L'interprétation de cette série en terme de stratigraphie génétique haute résolution a permis la reconnaissance de trois unités génétiques dont l'empilement enregistre une variation (chute/montée) à plus long terme du niveau de base. La succession cônes alluviaux distaux - plaine en tresse marquerait ainsi une période de chute du niveau de base, terminé par la mise en place du paléosol majeur. Le retour à des conditions de faible énergie et à un système à faible gradient de pente (plaine d'inondation à influence gravitaire) correspondrait alors à une phase de montée du niveau de base stratigraphique.

Les corrélations locales (à l'échelle du site), puis à l'échelle de la Sologne et enfin avec le site de Chaunoy (centre du Bassin de Paris), ont permis de donner un âge Norien à ces dépôts et d'intégrer ces résultats au contexte géodynamique régional, par ailleurs bien connu.

#### Abstract

In Sologne, Triassic deposits intersected in boreholes come from reservoir layers with fluvial facies that have not yet been studied in detail. An in-depth study of several boreholes (core samples and well-log data) has revealed facies associations characteristic of depositional environments (channel bar, overflow and alluvial plain), forming a vertical succession of three sedimentary environments: (1) distal alluvial fan facies, (2) braidplain facies capped by a thick dolomite layer (up to 5 m thick) interpreted as a paleosoil, (3) alluvial plain facies with gravity flows.

Using high-resolution genetic stratigraphy to interpret this succession, we identified three genetic sequences in which the stacking pattern records a longer-term base level variation (fall and rise). The distal alluvial fan - braidplain succession may be interpreted as a base level fall, ending with the development of a major paleosoil. The subsequent return to low-energy conditions and a low-gradient system (the alluvial plain with gravity flows) would then indicate a period of stratigraphic base level rise.

Correlations made at the local level (the Chemery site), regional level (Sologne) and then with the Chaunoy site (in the middle of the Paris Basin) indicate that these deposits are of Norian age and allow us to integrate them into the well established regional geodynamical context.

<sup>(1)</sup> Université de Provence, Laboratoire Géologie des systèmes carbonatés, FRE CNRS 2761 - Case 67, Place Victor Hugo, 13331 Marseille Cedex 03. E-mail : hamon@up.univ-montp2.fr

<sup>(2)</sup> Laboratoire DL (équipe Bassins), Case 060, Université Montpellier 2, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 05.

E-mail : Gilles.Merzeraud@dstu.univ-montp2.fr

Manuscrit déposé le 23 mars 2005, accepté le 8 septembre 2005.

#### Introduction

Dans le sud-ouest du bassin de Paris, en Sologne, Gaz de France exploite différents niveaux réservoirs constitués de dépôts à faciès continentaux qui ont été datés de l'Hettangien par la palynologie (Merzeraud, 1992; Rausher *et al.*, 1992; Geiller *et al.*, 1999; Becaletto, 1998). Sous ces dépôts, d'autres réservoirs plus profonds, n'ont pas fait l'objet de travaux approfondis autres que confidentiels, n'étant atteints que par quelques forages carottés. C'est l'étude de ces niveaux probablement triasiques, qui a été réalisée ici grâce à des forages anciens dont les données ont été mises à notre disposition par la Société Gaz de France (données inédites). Il a alors été possible de préciser les conditions de sédimentation en Sologne durant cette période. Il s'agit donc, dans un premier temps, de présenter l'évolution locale des conditions de dépôts et le cadre séquentiel à cette période. Dans un second temps, des corrélations régionales seront proposées afin de préciser les géométries des dépôts au niveau de la Sologne et de réaliser un calage temporel précis des dépôts étudiés.

#### Contexte géologique et stratigraphique

Le site de Chémery se situe au sein du sous-bassin de Sologne, dans le sud-ouest du bassin de Paris (fig. 1a). Ce sous-bassin est centré sur une zone d'effondrement limitée



Fig. 1 - a) Localisation du site de Chémery (d'après Perrodon et Zabeck, 1991, modifié). b) Structure du champ de stockage et localisation des puits étudiés. c) Colonne stratigraphique synthétique (composé à partir des données lithologiques des puits P1, P2, P3, P4 et P11) présentant la série étudiée (d'après Merzeraud *et al.*, 1999, modifié).

Fig. 1 - a) Location of the Chémery site (after Perrodon and Zabeck, 1991, modified). b) Structure of the gas storage field and location of the selected boreholes. c) Composite stratigraphic column (compiled from lithological data for boreholes P1, P2, P3, P4 and P11), showing the succession under study (after Merzeraud et al., 1999, modified).

au nord par la faille de la Ferté et à l'est par le réseau de failles de Sennely d'orientation subméridienne. Il est initié au Permien où s'accumulent plus de 1 000 m de sédiments (Sapin, 1967 ; Aigner *et al.*, 1990). L'analyse s'est fondée sur l'étude détaillée de dix forages carottés avec jeux de diagraphies (P1 à P10), et de dix autres forages avec diagraphies, sans données de carottes (P11 à P20), implantés sur le site de stockage de Chémery–Soings-en-Sologne (fig. 1b).

En Sologne, la série Trias à Hettangien rencontrée en forage (fig. 1c), est principalement dominée par des faciès continentaux (Mégnien, 1980). Les niveaux étudiés ici n'ont

pu être datés précisément (Rhétien ou Trias) en raison de l'absence de marqueurs palynologiques incontestables. Ils se caractérisent donc uniquement par la disparition des marqueurs hettangiens (*Lycopodiumsporites semimirus* et *Aratrisporites minimus*) et par une nette augmentation des *Classopolis* sp., ce qui suggère le passage au Trias (Rausher *et al.*, 1992; Geiller *et al.*, 1999). Ces niveaux sont constitués de trois ensembles faciologiques, qui seront détaillés dans la suite (ensembles I, II et III).

Ils sont surmontés par des faciès du domaine de transition cône alluvial/lagune généralement attribués au Rhétien (Merzeraud, 1992). La série présente alors une

| Faciès                       | Ep.<br>moyenne         | Lithologies  | Structures sédimentaires   | Processus de dépôts  |
|------------------------------|------------------------|--|--|--|
| Faclès à dominante argileuse |                        |  |  |  |
| Fsm                          | pluricm.<br>à m.       | Argilite silteuse rouge souvent<br>bioturbée. Rares micas blancs. Débris<br>ligneux.                   | Massif.  | Décantation de dépôts en<br>suspension.  |
| FI                           | dm. à<br>plurim.       | Silt à grès fin rouge très argileux.   | Base légérement érosive, présence<br>de galets mous. Souvent<br>granodécroissant. Litage plan mal<br>marqué ou rides de courant. | Débordement.   |
| FI'                          | pluricm.<br>à dm.      | Grès fin à moyen argileux verdâtre.  | Base légèrement érosive.<br>Granocroissant. Litage plan très<br>frèquent et/ou rides de courant.                                 | Débordement.   |
| Faclès gréseux               |                        |  |  |  |
| Sp                           | pluridm.<br>á m.       | Grés fin a moyen, rose a rouge, bien<br>classé. Teneur élevée en micas.                                | Base érosive, litage oblique plan,<br>en couche isolée et associe<br>systématiquement à un faciès de<br>lag.                     | Processus tractifs<br>dominants. Partie sup. du<br>bas régime<br>hydrodynamique. |
| Sp'                          | pluridm.<br>à m.       | Grés moyen à très grossier, jaune.   | Base érosive, litage oblique plan à<br>angle faible ou sans litage,<br>granodécroissance.  | Processus tractifs<br>dominants. Partie sup. du<br>bas régime<br>hydrodynamique. |
| Sh                           | pluridm.<br>à m.       | Grès grossier à moyen, jaune à beige.  | Base érosive, présence de galets<br>mous. Litage plan.   | Processus tractifs. Haut<br>régime hydrodynamique.                               |
| Sm                           | dm.                    | Grès grossier dans une matrice<br>argileuse, Galets mous.  | Massif.  | Faciés lié à une dynamique<br>gravitaire (coulée de<br>débris).                  |
| Faciès condiomératiques      |                        |  |  |  |
| Gh                           | dm. à<br>pluridm.      | Conglomérat hétérométrique à matrice<br>gréseuse et support clastique.                                 | Granodécroissance rare.<br>Litage plan frèquent.   | Processus tractifs. Haut<br>régime hydrodynamique.<br>Dépôts résiduels (lag).    |
| Gh'                          | dm. à<br>pluridm.      | Galets pluricentimétriques quartzeux<br>arrondis sans matrice.   |  | Processus tractifs. Haut<br>régime hydrodynamique.<br>Dépôts résiduels (lag).    |
| Gm                           | pluricm. à<br>pluridm. | Conglomérat à support matriciel<br>(matrice argileuse), mal classé, sans<br>structure.                 |  | Faciès lié à une dynamique<br>gravitaire (coulée de<br>debris).                  |
| Faclès dolomitiques          |                        |  |  |  |
| Dn                           | pluricm. à plurim.     | Dolomie en nodule et/ou filaments.<br>Traces de racines.   | Les nodules peuvent être coales<br>cents et former un niveau de<br>dolomie ruiniforme à chichen wires.                           | Paléosol.  |
| Dh                           | plurim.                | Dolomie cristalline massive,<br>homogène, rose à blanchâtre, parfois<br>fracturée et remplie d'argile. |  | Dolocrète.   |

Tabl. 1 - Récapitulatif des différents faciès observés et de leurs principales caractéristiques.

Table 1 - Summary of the various facies observed and their main characteristics.



Fig. 2 - Les faciès à dominante argileuse : a) Faciès Fsm, argilite rouge. b) Faciès Fsm, intensément bioturbé (flèche). c) Faciès Fl, argilite silteuse rouge. d) Remplissage de chenal abandonné (association de faciès A1) comprenant le faciès Fl' (flèche). e) Faciès Fl', grès très argileux verdâtre.

Fig. 2 - Predominantly clay facies: a) Facies Fsm, red argillite. b) Facies Fsm, intensely bioturbated (arrow). c) Facies FI, red silty argillite. d) A plug (facies association A1) containing facies FI' (arrow). e) Facies FI', very clayey greenish sandstone.

partie supérieure hettangienne, d'abord silicoclastique (fluviatile), puis passant verticalement à des faciès carbonatés marins restreints (Merzeraud *et al.*, 1999).

# Analyse des faciès

Au sein de la série étudiée, douze faciès sédimentaires ont été reconnus, en se basant sur les lithologies, les structures sédimentaires et les relations entre les strates : trois faciès argileux, quatre faciès gréseux, trois faciès conglomératiques et deux faciès dolomitiques. Leurs principales caractéristiques sont résumées dans le tableau 1. Les structures sédimentaires observées et la granulométrie ont permis une première interprétation, en terme de régime hydrodynamique et de processus de dépôts (Simons *et al.*, 1965 ; Ashley, 1990). Le code de faciès utilisé ici est inspiré du code de Miall (1996), particulièrement adapté à ce type de dépôts.

Les faciès à dominante argileuse sont de deux types : (1) des argilites massives rouges, souvent bioturbées (bioturbation indéterminée), résultant de la décantation de dépôts en suspension (Faciès Fsm, fig. 2a et 2b). (2) des faciès argilo-silteux (voire sableux) rouge ou vert, présentant un litage plan horizontal (Faciès FI et Fl', fig. 2c, 2d et 2e), caractéristique de la partie inférieure du bas régime hydrodynamique. Du fait de leur mixité (argile et sable), de la lamination observée et de leur mode de mise en place (petits niveaux intercalés au sein de faciès Fsm), ces derniers faciès ont été interprétés comme issus de débordements chenalisés ou en nappes (« crevasse channels » et « crevasse splays » ; Reineck et Singh, 1980 ; Bridge, 1984 ; Miall, 1996).

Les faciès gréseux, s'organisent généralement en strates à bases érosives, pluri-décimétriques à métriques et témoignent de processus de dépôts de type tractif. Ils peuvent présenter deux types de laminations. Les faciès Sp et Sp', montrent un litage oblique plan et caractérisent donc la partie supérieure du bas régime hydrodynamique (fig. 3a, 3b et 3c). Ce type de faciès est généralement interprété comme des mégarides 2D (Ashley, 1990 ; Miall, 1996) ; l'interprétation de ces faciès sera mieux contrainte lors de l'étude des associations de faciès. Le faciès Sh (fig. 3d), qui présente une lamination horizontale, caractérise le haut régime hydrodynamique. Il est interprété comme un faciès de chenal ou de fond de chenal (Allen, 1963 ; Harms et al., 1982). Enfin, le faciès Sm correspond à un grès à matrice argileuse abondante (support matriciel) que l'on retrouve toujours associé au faciès Gm, auquel il passe progressivement. Il est interprété comme un faciès de coulée de débris (Lowe, 1982 ; Postma, 1986).



Fig. 3 - Les faciès gréseux : a) Faciès Sp, grès rouge à lamination oblique plane. b) Photographie en microscopie optique (lumière naturelle) du faciès Sp (Puits P1). La lamination oblique est visible. c) Faciès Sp', grès blancs, très grossier, à lamination oblique plane. d) Grès moyen à lamination plane.

Fig. 3 - Sandstone facies: a) Facies Sp, red sandstone with planar cross-lamination. b) Photomicrograph (plane-polarized light) of facies Sp (borehole P1). The cross-lamination is visible. c) Facies Sp', very coarse-grained white sandstone with planar cross-lamination. d) Facies Sh, medium-grained sandstone with planar lamination.



Fig. 4 - Les faciès conglomératiques : a) Faciès Gh. b) Photographie en microscopie optique (lumière naturelle) du faciès Gh. c) Faciès Gh'. d) Faciès Sm, grès à matrice argileuse. e) Faciès Gm, conglomérat à matrice argileuse.

Fig. 4 - Conglomerate facies: a) Facies Gh. b) Photomicrograph (plane polarized light) of facies Gh. c) Facies Gh'. d) Facies Sm, sandstone in a clay matrix. e) Facies Gm, conglomerate in a clay matrix.



Fig. 5 - Les faciès dolomitiques : a) Faciès Dn, concrétions et filaments dolomitiques se développant dans un faciès argileux. b) Faciès Dn, concrétions dolomitiques se développant dans un faciès argileux. c) Faciès Dn, formant un niveau de dolomie blanchâtre à « chicken wires » et aspect ruiniforme. d) Faciès Dh, dolomie rosâtre massive à aspect noduleux.

Fig. 5 - Dolomite facies: a) Facies Dn, dolomite concretions and needles/filaments forming in a clay facies. b) Facies Dn, dolomite concretions forming in a clay facies. c) Facies Dn, a whitish chicken-wire dolomite layer with a ruiniform appearance. d) Facies Dh, a massive pinkish dolomite, nodular in appearance.



Les faciès conglomératiques correspondent également à deux processus distincts. Les faciès Gh et Gh' (fig. 4a, 4b et 4c), observés le plus souvent à la base des faciès gréseux, présentant une granulométrie importante et caractérisant le haut régime hydrodynamique sont interprétés comme des dépôts résiduels (lags) à la base de chenaux fluviatiles (Flores *et al.*, 1985 ; Miall, 1996). Le faciès Gm, conglomérat à support matriciel parfois granocroissant (fig. 4d et 4e) est considéré comme un faciès de coulée de débris (Lowe, 1982 ; Postma, 1986 ; Blair et Mcpherson, 1994).

Enfin, deux types de faciès dolomitiques ont été observés. Le premier (Dn) s'organise en petits niveaux de filaments (fig. 5a), de nodules ou concrétions dolomitiques blanches se développant au sein d'un des faciès précédemment décrit, qu'ils soient argileux, gréseux ou conglomératiques (fig. 5b). Ces concrétions peuvent être coalescentes et former un niveau entièrement dolomitisé, à aspect ruiniforme (fig. 5c). En lame mince, ce faciès qui présente de nombreuses traces de racines (fig. 6a), a donc été interprété comme lié à l'implantation de pédogenèse (Freytet et Plaziat, 1982; Marzo et Puigdefabregas, 1993).

Fig. 6 - Photographies en microscopie optique (lumière naturelle) des faciès dolomitiques : a) Structures racinaires (Ra.) au sein d'une argilite rouge (Faciès Dn). b) À droite, Plage micritique (Mi). À gauche, ciment dolomicrosparitique (Sp.). Remarquer la fraction détritique représentée par les grains de quartz (Q.). c) Ciment dolomicrosparitique. La fraction détritique est toujours présente (Q.). Remarquer la zonation des rhomboèdres dolomitiques.

Fig. 6 - Photomicrographs (plane polarized light) of dolomite facies: a) Root structures (Ra.) in red argillite (facies Dn). b) Right side: micritic zone (Mi). Left side: dolomicrite-sparite cement (Sp.). Note the detrital fraction represented by the quartz grains (Q.). c) Dolomicrite-sparite cement. Detrital fraction still present (Q.). Note the zoning in the dolomite rhombohedrons.

À l'inverse, le faciès Dh (fig. 5d) s'observe en niveau épais et massif de dolomie cristalline rose, à rares traces de racine. En lame mince, il se traduit par des plages infracentimétriques de dolomicrite noirâtre assez rares (fig. 6b) au sein d'un ciment de dolomicrosparite (cristaux rhomboédriques de dolomite présentant parfois plus de quatre stades de zonations concentriques autour d'un nucleus micritique, fig. 6c). Le contact entre les plages et le ciment n'est pas net (fig. 6b). On observe de nombreux grains de quartz anguleux et quelques micas blancs dont le pourtour est épigénisé et que l'on retrouve présents aussi bien dans les plages micritiques que dans le ciment microsparitique. Par analogie avec les dolocrètes de mélange présentant des caractéristiques similaires, ce faciès dolomitique pourrait être interprété comme résultant du mélange d'eau phréatique et de saumure infiltrant la zone phréatique durant les périodes de forte évaporation (Spotl et Wright, 1992; Colson et Cojan, 1996).

#### Associations de faciès et milieux de dépôts

L'étude détaillée des faciès sédimentaires et de leurs relations a permis d'identifier plusieurs associations de faciès, chacune incluant un ou plusieurs lithofaciès précédemment décrits. Ces différentes associations, récurrentes sur l'ensemble des puits étudiés, caractérisent trois grands ensembles sédimentaires, également observés sur tous les puits. Le puits P1, un des mieux conservé et présentant la plus grande variété de faciès, a servi dans cet article de coupe de référence pour présenter les différentes associations de faciès. Leur succession est présentée sur la figure 7.

Ensemble inférieur I (fig. 7a)

#### Description

Ce premier ensemble est caractérisé par cinq associations de faciès. La première association (A1), est composée d'un lag de galets (Gh'), surmonté par environ 1,50 m de faciès argileux bioturbé (bioturbation non identifié ; faciès Fsm), au sein duquel s'intercalent deux petits bancs de grès argileux (FI'). La partie supérieure de l'association (1,50 m) présente de nombreux nodules et filaments dolomitiques (Dn) se mettant en place au sein d'une argilite rouge. L'association d'un lag surmonté par des dépôts fins issus de processus de décantation (argilite) correspond à un remplissage de chenal abandonné (plug argileux) (Reading, 1978 ; Flores et al., 1985). Les petits niveaux gréso-argileux au sein des argiles correspondraient alors à des débordements épisodiques de matériel fin, sous forme d'épandages de crevasse. La fin de cette association voit l'implantation d'un paléosol.

La seconde association (A2) débute également par un faciès résiduel de fond de chenal (Gh'), surmonté par un faciès d'argilite gréseuse à lamination plane (FI) au sein duquel s'intercalent de petits niveaux gréseux fins verdâtres (FI'). Cette association rappelle la première dans son organisation. Cependant, la présence d'une fraction gréseuse non négligeable et de structures sédimentaires témoins du

bas régime hydrodynamique (rides, lamination plane) rend cette association très similaire aux débordements chenalisés (« crevasse channels » ; Eberth et Miall, 1991).

La troisième association rencontrée (A3) est d'ordre métrique et composée d'un lag de galets (Gh') surmonté par un faciès métrique gréseux à laminations obliques planes (Sp). Elle est coiffée par un mince niveau d'argilite rouge à nodules dolomitiques (Dn). Cette association, peu fréquente dans l'ensemble 1, témoigne de processus tractifs dans la partie supérieure du bas régime hydrodynamique et a été interprétée comme la migration d'une dune hydraulique 2D, au sein d'un chenal fluviatile (Ashley, 1990 ; Miall, 1996).

Deux associations supplémentaires ont été déterminées sur les autres puits étudiés. Une première association (A4), d'environ 1,50 m d'épaisseur, relativement rare, est composée d'un faciès conglomératique (Gh), surmonté par un faciès gréseux granodécroissant, grossier à fin, présentant une lamination plane (Sh). Cette succession de faciès traduit une diminution progressive du régime hydrodynamique dans un remplissage de chenal. Elle est généralement suivie par une dernière association (A5), constituée des faciès argileux Fsm, argilo-dolomitique Dn et argilo-gréseux Fl'. Le faciès Fsm correspond alors au dépôt de particules fines en suspension, dans les zones d'interchenaux (faciès de plaine d'inondation). Sur ces interfluves, de petits niveaux de débordements de matériel fin, ou des paléosols peuvent se mettre en place (Miall, 1996).

#### Interprétation

Ce premier ensemble sédimentaire se caractérise par de nombreux dépôts de débordements, chenalisés (association A2) ou sous forme de lobes d'épandages de crevasse (faciès Fl' rencontré dans les associations A1, A2, A5). Les dépôts de chenaux proprement dits sont rares et peu épais, de l'ordre du mètre (associations A3 et A4 pour les chenaux actifs, association I-1 pour les chenaux abandonnés). La nature du matériel sédimentaire évoque un transport en charge mixte (traction/suspension), ce qui tendrait à indiquer des chenaux à faible sinuosité (Schumm, 1981; Galloway et Hobday, 1996).

Les écoulements dans cet environnement se font donc soit sous forme de chenaux faiblement sinueux, soit sous forme de débordements. Cela traduit un environnement semblant plus instable qu'une plaine alluviale et ces dépôts pourraient alors être interprétés comme caractérisant un environnement de cône alluvial distal, dominé par les débordements (Hill, 1989 ; Kelly et Olsen, 1993 ; Rhee et Chough, 1993 ; Sadler et Kelly, 1993).

#### Ensemble médian II (fig. 7a)

#### Description

L'ensemble médian II est constitué de faciès beaucoup plus grossiers que précédemment et présente une nette



Fig. 7 - a) Log sédimentologique du puits P1, faciès et associations de faciès des ensembles I et II. b) Log sédimentologique du puits P4, faciès et associations de faciès de l'ensemble III. Les « zones blanches » intercalées entre les intervalles interprétés correspondent à des intervalles non récupérés.

Fig. 7 - a) Sedimentological log of borehole P1, facies and facies associations of sequence sets I and II. b) Sedimentological log of borehole P4, facies and facies associations of sequence set III. "White zones" sandwiched between the intervals selected for analysis correspond to unsampled intervals.

diminution de la quantité d'argile. Ainsi, dans cet ensemble, la première association (A6) est constituée d'un lag (Gh'), surmonté par une succession métrique de bancs de grès moyen à grossier, graveleux, à base érosive et présentant un litage plan bien marqué (Sh). Cette association se termine par un faciès d'argilite rouge au sein duquel se développe un paléosol (Dn). On y observe également un banc très fin de grès argileux (FI'). Les faciès gréseux témoignent d'un haut régime d'écoulement hydrodynamique (litage plan, granulométrie importante) ce qui a conduit à interpréter ce type d'association comme des faciès de nappes sableuses amalgamées (Allen, 1983 ; Miall, 1996). Sur ce remplissage (de faible épaisseur), un faciès de plaine d'inondation à paléosol et petits niveaux de débordements de matériel fin se met en place (assemblage déjà observé et interprété dans l'ensemble I).

La seconde association (A7) est composée d'un faciès pluridécimétrique conglomératique à support matriciel (matrice argilo-gréseuse, faciès Gm) évoluant vers un grès grossier argileux, à galets mous (Sm). Ces dépôts sont interprétés comme des coulées de débris (Reading, 1978 ; Lowe, 1982 ; Shultz, 1984).

La troisième association (A8) est constituée de deux bancs pluridécimétriques granocroissants (grès grossier et moyen), sans argile, à litage oblique plan et à base érosive (Sp'). Ces faciès témoignent de la partie supérieure du bas régime hydrodynamique. Cette association se distingue par l'absence de faciès résiduel à sa base et un granoclassement inverse et ne peut donc être considérée comme un faciès chenalisé. Elle est donc interprétée comme un faciès d'écoulement en nappe de matériel grossier (« sheetflood » ; Blair et Mcpherson, 1994).

Une quatrième association consiste en un ensemble de bancs conglomératiques à lamination plane (Gh et Gh'), surmonté par un faciès de grès granodécroissant (grossier à moyen) à lamination plane très mal marquée (Sh). Ces faciès témoignent d'un haut régime hydrodynamique. Cette succession granodécroissante a été interprétée comme un remplissage de chenal, à l'instar de l'association A4 et a été nommée de manière identique.

L'association suivante se compose dans sa moitié inférieure de plusieurs bancs gréseux peu épais, à base érosive (Sp' et Fl'), s'amalgamant. Ces faciès témoignent de la partie supérieure du bas régime hydrodynamique et ont été interprétés comme des dépôts non chenalisés. Il pourrait s'agir comme pour l'association A6 de faciès de nappes sableuses, constituées de matériel grossier (Sp') ou plus fin (Fl'). Cette association a donc été nommée de manière identique. La partie supérieure de l'association se présente sous la forme d'un niveau dolomitique ruiniforme (Dn) au sein duquel subsistent quelques passées grésoargileuses (Fl'). Ce niveau correspond à l'implantation d'un paléosol important (Miall, 1996).

L'association suivante correspond à un niveau de conglomérat à support matriciel (Gm) et a été interprétée comme un épisode de coulée de débris, comme pour l'association A7. Enfin, l'association A9, correspond à la

mise en place d'un faciès d'environ 3 m, de dolomie massive, rose (Dh) associé dans sa partie basale à un niveau plus argileux à concrétions dolomitiques (Dn).

Pour finir, latéralement, sur les autres puits, les mêmes associations sont retrouvées avec en plus une association A10, constituée d'un lag surmonté par un faciès métrique de grès grossier à moyen à lamination oblique plane (Sp'). Cette association traduit la partie supérieure du bas régime hydrodynamique et a été interprétée comme correspondant à la migration d'une dune hydraulique 2D, au sein d'un chenal fluviatile (Allen, 1983 ; Miall, 1996). On notera par ailleurs que l'ensemble médian II est systématiquement coiffé par un niveau de dolocrète, qui peut néanmoins passer sur certains puits à un faciès de pédogenèse classique (faciès Dn).

#### Interprétation

La faible épaisseur des dépôts de chenaux, la présence de nombreuses surfaces d'érosion semblent indiquer une faible stabilité du système. De plus, la prédominance des faciès de haut régime d'écoulement va dans le sens d'un système fluviatile de type tractif, à réseau rectiligne, en tresse (Schumm, 1981 ; Galloway et Hobday, 1996). D'autre part, cet ensemble se caractérise par de nombreux écoulements en nappes (sheetflood, sandsheet), associés à des dépôts gravitaires qui restent rares (coulées de débris). Enfin, cet ensemble présente une grande continuité latérale, à l'échelle du site. L'ensemble de ces informations tend à indiquer un environnement de plaine en tresse (« braidplain ») (Mcpherson *et al.*, 1987 ; Martins-Neto, 1994 ; Bell et Suarez, 1995 ; Marshall, 2000).

#### Ensemble supérieur III (fig. 7b)

#### Description

Cet ensemble, non récupéré sur le puits P1 (perte) est observable sur d'autres puits, notamment le P4 (fig. 7b; localisation fig. 1). Il présente des associations déjà décrites pour le premier ensemble. L'association la plus répandue (A5), constituée des faciès Fsm et Fl', traduit un environnement de plaine alluviale à lobes de débordements peu épais. De même, l'association A3, témoigne de processus tractifs dans la partie supérieure du bas régime hydrodynamique et a été interprétée comme la migration d'une dune hydraulique 2D, au sein d'un chenal fluviatile (Ashley, 1990 ; Miall, 1996). Intercalé entre ces faciès, on peut observer une association (A4), typique de remplissage de chenaux peu épais. Enfin, une dernière association (A11), non observée dans l'ensemble l apparaît. Il s'agit de couches peu épaisses (décimétriques à pluridécimétriques) de faciès Gm évoluant dans certains cas vers un faciès Sm et interprétées comme des coulées de débris.

#### Interprétation

À l'instar de l'ensemble I, les dépôts de chenaux, relativement rares et peu épais ont été interprétés comme

traduisant des chenaux droits ou faiblement sinueux. Les dépôts de plaine d'inondation, bien développés dans cet ensemble (il constitue quantitativement plus de la moitié des faciès) semblent indiquer des interfluves relativement vastes. Elles sont, de plus, associées à de nombreux débordements et quelques coulées de débris. Cet ensemble a donc été interprété comme traduisant un environnement de plaine alluviale à influence gravitaire (Geiller *et al.*, 1999 ; Merzeraud *et al.*, 1999).

#### Environnements de dépôts

Pour conclure, trois grands domaines de sédimentation sont distingués et reconnus sur l'ensemble du site de Chémery. Le premier domaine (correspondant à l'ensemble inférieur I) se caractérise par une sédimentation typique de cônes alluviaux dont on observe la partie distale (fig. 8a). L'impossibilité d'étudier les dépôts sous-jacents (non carottés) ne permet pas une caractérisation de la partie proximale de ces cônes qui est néanmoins supposée. Le second domaine (ensemble médian) correspond à un environnement de plaine en tresse (fig. 8b), passant vers l'aval à un environnement de plaine alluviale (ensemble supérieur) à influence gravitaire (fig. 8c).

# Caractérisation diagraphique des faciès

L'analyse des diagraphies est réalisée afin de caler les faciès sédimentaires sur les réponses diagraphiques (électrofaciès) et de pouvoir ensuite déduire les associations de faciès et les environnements de dépôts directement à partir des diagraphies (Bourguin et Guillocheau, 1993 ; Bourquin et al., 1998). Les électrofaciès ont été définis à partir de l'étude de dix puits (P1 à P10, localisation fig. 1). Pour chaque puits, cinq types de diagraphie ont été utilisés : un gamma Ray (GR), un outil de porosité neutron (Phi N), un sonic, un outil de densité (RhoB) et une résistivité (R-DLL). De plus, des données de microscanner de formation (FMSO) sont disponibles pour certains puits. Quatre électrofaciès peuvent être mis en évidence (fig. 9). L'électrofaciès A, correspond ainsi aux faciès sableux (remplissages de chenaux, nappes sableuses) et se traduit par une forme en cloche (GR et Phi N faible) et une densité relativement faible (2.1 à 2.2). L'électrofaciès B caractérise les faciès argileux de plaine d'inondation (Fsm) et se traduit par une réponse resserrée du GR et du Phi N (valeurs fortes). Cet électrofaciès se caractérise par une densité plus importante que la précédente (autour de 2.5). L'électrofaciès C caractérise les dépôts de débordements lorsqu'ils sont suffisamment épais et présentent une réponse du GR et du Phi N « en entonnoir ». Les valeurs de densité sont comparables à celle de l'électrofaciès B. Enfin, l'électrofaciès D, se traduit par un GR faible mais de fort Phi N et R-DLL. De plus, il présente également une densité importante (supérieure à 2.5). Les calages diagraphies/ carottes tendent à indiquer que cet électrofaciès caractériserait, ici, les zones de sols.

# Organisation séquentielle des dépôts et corrélations

#### Organisation séquentielle

L'interprétation des dépôts étudiés en terme d'organisation séquentielle est basée sur les concepts de stratigraphie séquentielle haute résolution, où des cycles de différentes durées et échelles sont reconnus et corrélés. Ainsi, l'identification des plus petits cycles stratigraphiques (unités génétiques) et leur regroupement en cycles à plus grande échelle vont permettre l'identification de cycles mineurs et maieurs de variations du niveau de base (Guillocheau, 1991 ; Guillocheau, 1995; Bourquin et Guillocheau, 1996). Quelle que soit leur échelle, ces cycles de variations du niveau de base stratigraphique (Wheeler, 1964 ; Schumm, 1993) sont liés aux variations de deux paramètres : l'accommodation A (eustatisme et tectonique) et le flux sédimentaire S (Jervey, 1988). Ici, le but n'est pas de discriminer l'influence de ces deux paramètres mais d'établir un cadre séquentiel à la série étudiée afin de la corréler et d'apporter un calage temporel.

En domaine continental, l'identification des unités génétiques est complexe. Une unité génétique est généralement représentée par une période d'érosion et de transit (chute du niveau de base) et une période d'aggradation (montée du niveau de base). Les périodes d'érosion et de transit correspondent à une faible préservation des faciès alors que la période d'aggradation correspond à une préservation importante (Homewood *et al.*, 1992 ; Merzeraud, 1992 ; Bourquin et Guillocheau, 1996). Dans la série étudiée, les périodes d'aggradation (montée du niveau de base) vont se traduire par :

- des faciès de chenaux bien développés associés ou non à des faciès de coulée de débris ;

- une diminution progressive de la granulométrie des faciès ;

- une augmentation progressive des faciès de plaine d'inondation.

À l'inverse, les périodes de faible préservation (chute du niveau de base) vont se traduire par : la mise en place de paléosols majeurs ; l'amalgamation de faciès conglomératiques résiduels (lag), indiquant une période d'érosion et de transit ; la non préservation des faciès de chenaux proprement dit ; des surfaces d'érosion sans préservation d'un lag ou de paléosols. L'inversion de tendance entre la période de forte et de faible préservation se marque généralement par la mise en place de faciès de plaine d'inondation bien développée.

De cette manière, trois unités génétiques peuvent être définies dans la série étudiée (fig. 10). Dans l'ensemble inférieur I, une première unité est observée : la période de montée du niveau de base se caractérise par le développement vertical de plusieurs séquences (autocycliques) de système de chenaux faiblement sinueux, de dépôts de débordements et de plaine d'inondation. La



Fig. 8 - Caractérisation des environnements de dépôts : a) Ensemble I, cône alluvial distal (réseau faiblement sinueux). b) Ensemble II, plaine en tresse. c) Ensemble III, plaine d'inondation influence gravitaire (et réseau faiblement sinueux).

Fig. 8 - Depositional environments: a) Set I, distal alluvial fan (low-sinuosity channels). b) Set II, braidplain. c) Set III, floodplain with gravity flows (and a low-sinuosity channel).

période de chute se caractérise par le développement de nombreux paléosols dolomitiques (faciès Dn), et se termine par une surface d'érosion nette (marquant la limite entre l'ensemble inférieur I et l'ensemble médian II).

Dans l'ensemble médian II, la seconde unité génétique voit une période de montée du niveau de base se caractérisant par la mise en place des faciès de chenaux de plaine en tresse et une diminution progressive de la granulométrie. La période de chute du niveau de base se caractérise par la mise en place de la dolocrète (faciès Dh) affectant jusqu'à 5 m de faciès sous-jacents.

Dans l'ensemble supérieur III, la troisième unité se caractérise par une période de montée du niveau de base associée aux faciès de plaine alluviale à influence gravitaire. La période de chute n'est pas couverte par les puits étudiés ici. L'évolution verticale des unités génétiques et des environnements de dépôts est alors utilisée pour définir des cycles de montée et de chute du niveau de base d'échelle supérieure, corrélable à l'échelle de la Sologne. La série étudiée s'intègre au sein de deux cycles mineurs de variation du niveau de base qui seront corrélés par la suite (fig. 10).

#### Corrélations

Les cycles mineurs définis précédemment ont tout d'abord été corrélés de proche en proche sur le site de Chémery. Cette zone présente un maillage de nombreux puits espacés les uns des autres de seulement quelques centaines de mètres au maximum. Deux guides de corrélations ont été utilisés : la transition entre les ensembles I et II (surface S) et le niveau dolomitique (D) entre les ensembles II et III, reconnu sur l'ensemble des zones. Les figures 11 et 12 présentent ces transects de corrélations.



Fig. 9 - Caractérisation diagraphique des faciès sédimentaires (puits P1) basée sur le calage carotte/diagraphie. Présentation des quatre électrofaciès reconnus.

Fig. 9 - Well-log characterization of sedimentary facies (borehole P1), based on core-log calibration. The four established electrofacies are shown.

Les puits étudiés ici ont par la suite été intégrés à de précédentes études (Becaletto, 1998 ; Merzeraud *et al.*, 1999 ; Geiller *et al.*, 1999) et les corrélations ont été étendues à d'autres zones de stockages Gaz de France, situées à proximité du site de Chémery (fig. 13) : il s'agit des zones de Soings (immédiatement au nord de Chémery), de Céré-La-Ronde et de Saunay, plus à l'ouest.

À Chémery, le passage d'un environnement de cônes alluviaux distaux à une plaine en tresse caractériserait une période de chute du niveau de base. Plus à l'ouest (site de Céré-La-Ronde et de Saunay) les environnements passent de cônes alluviaux médian ou proximal à une plaine en



Fig. 10 - Interprétation de la série présentant les environnements de dépôts et les unités génétiques. Le mode d'empilement des unités génétiques est utilisé pour définir les cycles mineurs de variations du niveau de base.

Fig. 10 - Core analysis showing depositional environments and the genetic units. The sequence stacking pattern is used to define minor base level cycles.

tresse. Cette période de chute se termine par l'installation du niveau D (paléosol/dolocrète). Le passage d'un environnement de plaine d'inondation à chenaux faiblement sinueux à un environnement de lagune (non étudié ici ; cf. Merzeraud, 1992 ; Merzeraud *et al.*, 1999) correspondrait alors à une période de montée du niveau de base. La transition entre ces deux cycles, marquée par l'installation du niveau D (paléosol/dolocrète) sera discuté par la suite.

# Âge de la série et implications géodynamiques

# Âge de la série étudiée

Dans le but de préciser l'âge de la série étudiée, celleci a été comparée d'une part, à l'étude réalisée sur les dépôts d'âge Trias à Hettangien du site de Céré-La-Ronde (Geiller, 1997 ; Geiller *et al.*, 1999) et d'autre part à celle réalisée sur les dépôts de l'Hettangien du site de Chémery (Rausher *et al.*, 1992 ; Merzeraud *et al.*, 1999 ; fig. 14). Elle a de plus été comparée avec les nombreuses études effectuées sur le site de Chaunoy où les dépôts sont calés par rapport aux cycles mineurs de variations du niveau de base stratigraphique déterminés dans le Bassin de Paris et donc datés (Bourquin et Guillocheau, 1993 ; Bourquin *et al.*, 1998 ; Eschard *et al.*, 1998).

Chaunoy décrit un cycle complet (montée et chute du niveau de base stratigraphique) corrélable à l'ensemble du Bassin de Paris (cycle analogue au niveau des Marnes irisées supérieures anhydritiques à l'est du bassin ; Bourquin et al., 1997 ; Bourquin et al., 1998). Les dépôts de ce cycle Norien sont coiffés par un niveau important de paléosol dolomitique. La surface d'inondation maximum de ce cycle (MFS) est marquée par un maximum d'épisode lacustre. L'hypothèse avancée est que la dolocrète observée et décrite sur le site de Chémery, et apparemment corrélable à l'ensemble de la Sologne, pourrait être l'équivalent de cet important paléosol dolomitique (fig. 14). Sous cette surface, la succession cônes alluviaux distaux - plaine en tresse observée sur Chémery pourrait être équivalent à la phase progradante du cycle Norien (Bourguin et al., 1997; Bourguin et al., 1998) observé sur Chaunoy. La MFS correspondant au maximum d'épisodes lacustres ne serait pas observée sur Chémery faute d'avoir des puits suffisamment profonds.

Au-dessus des Grès de Chaunoy (et donc du paléosol dolomitique), la phase rétrogradante du cycle mineur Marnes irisées supérieures - Rhétien (Bourquin *et al.*, 1997; Bourquin *et al.*, 1998), se caractérise par le développement de systèmes lacustres plus importants, en équivalent latéral de sebkhas côtières dolomitiques. En Sologne, cette phase pourrait trouver son équivalent dans les dépôts de plaine alluviale à influence gravitaire observé à Chémery et dans les dépôts de plaine alluviale à système fluviatile en tresse et sinueux, décrits sur Céré-La-Ronde (Geiller *et al.*, 1999). Les corrélations avec ce dernier cycle, daté Norien-Rhétien et dont le sommet marque la transition Trias-Lias sont en accord avec les données de palynologie (Rausher *et al.*, 1992 et Geiller *et* 



Fig. 11 - Transect de corrélation séquentielle SSW-NNE à l'échelle du site de Chémery. Le transect présente également un habillage sommaire en terme de faciès (dolocrète, plaine en tresse, plaine d'inondation).

Fig. 11 - SSW to NNE sequence correlation cross section for the Chémery site. This diagram also provides a basic representation of the facies (dolocrete, braidplain and alluvial plain facies).



Fig. 12 - Transect de corrélation séquentielle W-E à l'échelle du site de Chémery. Le transect présente également un habillage sommaire en terme de faciès (dolocrète, plaine en tresse, plaine d'inondation).

Fig. 12 - W to E sequence correlation cross section for the Chémery site. This diagram also provides a basic representation of the facies (dolocrete, braidplain and alluvial plain facies).







Fig. 14 - Figure récapitulative des données disponibles grâce aux différentes études effectuées. Cette figure présente également la comparaison entre les zones de Chémery et de Céré-La-Ronde. Enfin, un calage est réalisé avec la zone de Chaunoy, grâce au paléosol / dolocrète, visible sur les deux zones.

Fig. 14 - Summary chart of the data available from the various studies conducted. This figure also compares the Chémery and Céré-La-Ronde zones. Lastly, these were calibrated to the Chaunoy zone using the paleosoil / dolocrete, which is visible across both zones.

*al.*, 1999) qui attribuent avec certitude à l'Hettangien uniquement les faciès marécageux et de plaine côtière sus-jacents. Les dépôts étudiés ici, seraient donc datés du Norien.

#### Signification géodynamique des discontinuités

Le calage stratigraphique de la série étudiée a permis de montrer que la dolocrète (D) se corrèle avec la discontinuité intra-norienne déjà décrite dans de nombreux travaux et qui se traduit par une croûte dolomitique épaisse sur les faciès proximaux et une discontinuité surmontée d'un niveau radioactif sur les faciès distaux argiloévaporitiques des Marnes Irisées Supérieures (Bourquin et Guillocheau, 1993 ; Bourguin et Guillocheau, 1996 ; Guillocheau et al., 2000 : Bourguin et al., 2002). Comme en témoigne l'étendue du phénomène, qui s'étend de la Charente à l'Artois (Guillocheau et al., 2000), voire même dans d'autres bassins (Bresse-Jura, Germanique ; Bourquin et al., 2002), cette discontinuité témoigne d'un événement majeur et enregistrerait un basculement du bassin vers l'WNW, l'érosion prenant place au sud-est (Guillocheau et al., 2000). Bourquin et al. (2002) indique que cette discontinuité serait l'expression d'un événement tectonique majeur impliquant plusieurs « pulses » tectoniques liés à la rupture de la Pangée.

#### Conclusion

Les dépôts triasiques du site de Chémery, se regroupent en trois grands ensembles sédimentaires, avec des dépôts de cône alluvial distal, des dépôts de plaine en tresse coiffés par la dolocrète et un passage à des dépôts de plaine d'inondation à influence gravitaire. Il a été possible de découper la série en séquences corrélées à l'échelle du site, puis à l'échelle de la Sologne. Le motif séquentiel décrit sur Chémery ainsi que la reconnaissance du paléosol/dolocrète majeur (D) a permis de comparer la série de Sologne et le site de Chaunoy dans le centre du bassin de Paris. Ces comparaisons ont permis de proposer un âge Norien pour la série étudiée.

*Remerciements* : Nous tenons à remercier le groupe Gaz de France pour la mise à disposition des données de forages (carottes et diagraphies), sans lesquelles ce travail n'aurait pas été possible.

### **Références bibliographiques**

Aigner T., Brandenburg A., Van Vliet A., Doyle M., Lawrence D., Westrich J. (1990) - Stratigraphic modelling of epicontinental basins: two applications. Sedimentary Geology, 69, p. 167-190.

Allen J.R.L. (1963) - Henry Clifton Sorby and the sedimentary structures of sands and sandstones in relation to flow conditions. *Geol. en Mijnbouw, Nederl.*, **42**, p. 223-228.

Allen J.R.L. (1983) - Studies in fluviatile sedimentation : bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. Sedimentary Geology, **33**, p. 237-293.

Ashley G.M. (1990) - Classification of large-scale subaqueous bedforms : new look at an old problem. J. sediment. Petrol., USA, 60, n° 1, p. 160-172.

Becaletto L. (1998) - Étude intégrée et stratigraphie génétique des réservoirs silicoclastiques de Villefranche-sur-Cher (Sud du Bassin de Paris). DEA, Université Montpellier 2, 40 p.

Bell C.M., Suarez M. (1995) - Triassic alluvial braidplain and braided river deposits of the La Ternera Formation, Atacama region, northern Chile. J. S. Amer. Earth Sci., 8, 1, p. 1-8.

Blair T.C., Mcpherson J.G. (1994) - Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *J. sediment. Res.*, A64, 3, p. 450-489.

Bourquin S., Guillocheau F. (1993) - Géométrie des séquences de dépôt du Keuper (Ladinien à Rhétien) du bassin de Paris : implications géodynamiques. C.R. Acad. Sci. Fr., t. 317, p. 1341-1348.

Bourquin S., Guillocheau F. (1996) - Keuper stratigraphic cycles in the Paris Basin and comparison with cycles in other Peritethyan basins (German Basin and Bresse-Jura Basin). Sedimentary Geology, **105**, p. 159-182.

Bourquin S., Rigollet C., Bourges P. (1998) - High-resolution sequence stratigraphy of an alluvial fan-fan delta environment : stratigraphic and geodynamic implications - An example from the Keuper Chaunoy Sandstones, Paris Basin. *Sedimentary Geology*, **121**, p. 207-237.

Bourquin S., Robin C., Guillocheau F., Gaulier J.-M. (2002) - Three-dimensional accommodation analysis of the Keuper of the Paris Basin : discrimination between tectonics, eustasy and sediment supply in the stratigraphic record. *Marine and Petroleum Geology*, **19**, p. 469-498.

Bourquin S., Vairon J., Le Strat P. (1997) - Three-dimensional evolution of the Keuper of the Paris Basin based on detailed isopach maps of the stratigraphic cycles: tectonic influences. *Geol. Rdsch.*, *Dtsch*, **86**, p. 670-685.

Bridge J.S. (1984) - Large-scale facies sequences in alluvial overbank environments. Sedimentary Petrology, 54, 2, p. 583-588.

Colson J., Cojan I. (1996) - Groundwater dolocretes in a lake marginal environment : an alternative model for a dolocrete formation in continental settings (Danian of the Provence Basin, France). *Sedimentology, Netherl.*, **43**, p. 175-188.

Eberth D.A., Miall A.D. (1991) - Stratigraphy, sedimentology and evolution of a vertebrate-bearing, braided to anastomosed fluvial system, Cutler Formation (Permian-Pennsylvanian), north-central New Mexico. *Sedimentary Geology*, **72**, p. 225-252.

Eschard R., Lemouzy P., Bacchiana C., Desaubliaux G., Parpant J., Smart B. (1998) - Combining sequence stratigraphy, geostatistical simulations, and production data for modeling a fluvial reservoir in the Chaunoy Field (Triassic, France). *A.A.P.G. Bulletin*, **82**, 4, p. 545-568.

Flores R.M., Ethridge F.G., Miall A.D., Galloway W.E., Fouch T.D., Eds. (1985) - Recognition of fluvial depositional systems and their resource potential. SEPM special publication.

Freytet P., Plaziat J.C. (1982) - Continental Carbonate Sedimentation and Pedogenesis - Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. E. Schweizerbart'sche Verlagbuchhandlung, Stuttgart, 213 p.

Galloway W.E., Hobday D.K. (1996) - Terrigenous clastic depositional System. Applications to fossil fuel and groundwater resources. 2nd edition, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York, 489 p.

Geiller M. (1997) - Sédimentologie de faciès, minéralogie et stratigraphie génétique des réservoirs silicoclastiques du Lias inférieur de Céré-La-Ronde. Thèse de Doctorat, Université de Strasbourg, 218 p.

Geiller M., Karpoff A.-M., Larque P., Merzeraud G. (1999) - Cortèges minéralogiques et dynamique de dépôt : relation entre les variations paléotopographiques et la répartition des minéraux argileux (Rhétien-Hettangien continental du Sud-Ouest du Bassin de Paris). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **328**, p. 655-661.

Guillocheau F. (1991) - Mise en évidence de grands cycles transgression/régression d'origine tectonique dans les sédiments mésozoïques du Bassin de Paris. C.R. Acad. Sci. Fr., **312**, 13, p. 1587-1593.

Guillocheau F. (1995) - Nature, rank and origin of phanerozoic sedimentary cycles. C.R. Acad. Sci. Fr., 320, p. 1145-1157.

Guillocheau F., Robin C., Allemand P., Bourquin S., Brault N. et al. (2000) - Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin : 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta*, **13**, p. 189-246.

Harms J.C., Southard J.B., Walker R.G. (1982) - Structures and sequences in clastics rocks. S.E.P.M. Short Course. Calgary, 536 p.

Hill G. (1989) - Distal alluvial fan sediments from the Upper Jurassic of Portugal : controls on their cyclicity and channel formation. J. Geol. Soc., G.B., **146**, p. 539-555.

Homewood P., Guillocheau F., Eschard R., Cross T.A. (1992) - Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine, **16**, 203 p.

Jervey M.T. (1988) - Quantitative geological modeling of silicoclastic rock sequences and their seismic expression. *In*: C.K. Wilgus, Hastings, B.S., Kendall, C.G., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C., Eds., Sea-level changes : an integrated approach. SEPM spec. publ., **42**, p. 47-69.

Kelly S.B., Olsen H. (1993) - Terminal fans - a review with reference to Devonian examples. Sedimentary Geology, 85, 1-4, p. 339-374.

Lowe D.R. (1982) - Sediment gravity flow II : depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. sediment. Petrol.*, **52**, 1, p. 279-297.

Marshall J.D. (2000) - Sedimentology of a Devonian fault-bounded braidplain and lacustrine fill in the lower part of the Skrinkle Sandstones, Dyfed, Wales. Sedimentology, 47, p. 325-342.

Martins-Neto M.A. (1994) - Braidplain sedimentation in a Proterozoic rift basin : the Sao Joaoda Chapada Formation, southeastern Brazil. Sedimentary Geology, **89**, 3-4, p. 219-239.

Marzo M., Puigdefabregas C., Eds. (1993) - Alluvial sedimentation. Special Publication of the International Association of Sedimentologists. 17, Blackwell Scientific Publications.

Mcpherson J.G., Ganapathy S., Moiola R.J. (1987) - Fan-deltas and braid-deltas : Varieties of coarse-grained deltas. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 99, p. 331-340.

Megnien C. (1980) - Synthèse géologique du Bassin de Paris. BRGM, 466 p.

Merzeraud G. (1992) - Géométrie et signification géodynamique des séquences de dépôts en domaine continental et marin restreint : exemple du Lias inférieur du Sud-Ouest du bassin de Paris (applications aux potentialités de stockage de gaz naturel en nappes aquifères). Thèse de Doctorat, Université de Strasbourg, 164 p.

Merzeraud G., Hoffert M., Verdier F., Rausher R. (1999) - Architecture et préservation des réservoirs silicoclastiques du Lias inférieur du sudouest du bassin de Paris ; exemple de la structure de stockage Gaz de France de Chémery en Sologne. Bull. Soc. géol. Fr., **170**, 5, p. 741-757.

Miall A.D. (1996) - The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, Basin analysis, and petroleum Geology. Springer, 582 p.

Postma G. (1986) - Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation. Geology, 14, p. 291-294.

Rausher R., Merzeraud G., Schuler M. (1992) - Biostratigraphie, environnements et cortèges de dépôts dans le Lias inférieur de Sologne (sudouest du bassin de Paris). *Rev. Paleobot. Palynol.*, **71**, p. 17-35.

Reading H.G., Ed. (1978) - Sedimentary Environments and Facies. Blackwell Scientific Publications.

Reineck H.E., Singh I.B. (1980) - Depositional sedimentary environments. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York, 549 p.

Rhee C.W., Chough S.K. (1993) - The Cretaceous Pyonghae Basin, southeast Korea : sequential development of crevasse splay and avulsion in a terminal alluvial fan. *Sedimentary Geology*, **83**, 1-2, p. 37-52.

Sadler S.P., Kelly S.B. (1993) - Fluvial processes and cyclicity in terminal fan deposits : an example from the Late Devonian of Southwest Ireland. Sedimentary Geology, **85**, 1-4, p. 375-386.

Sapin S. (1967) - Principaux résultats géologiques des travaux d'exploitation réalisés par la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine dans le Sud-Ouest du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7) IX, p. 327-354.

Schumm S.A. (1981) - Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. *In*: F.G. Ethridge & Flores, R.M., Eds., Recent and ancient nonmarine depositional environments : Models for exploration, p. 19-29.

Schumm S.A. (1993) - River response to baselevel change : implications for sequence stratigraphy. J. Geol., 101, p. 279-294.

Shultz A.W. (1984) - Subaerial debris flow deposition in the Upper Paleozoic Cutter Formation. J. Sediment. Petrol., 54, p. 759-772.

Simons D.B., Richardson E.V., Nordin C.F. (1965) - Sedimentary structures generated by flows in alluvial channels. *In*: G.V. Midleton, Ed. Primary Structures and their Hydrodynamic Interpretation. SEPM Spec. Publ., **12**, p. 34-52.

Spotl C., Wright V.P. (1992) - Groundwater dolocretes from the upper triassic of the Paris Basin, France : a case study of an arid, continental diagenetic facies. *Sedimentology, Netherl.*, **39**, p. 1119-1136.

Wheeler H.E. (1964) - Baselevel, lithosphere surface, and time-stratigraphy. Geol. Soc. Amer. Bull., 75, p. 599-610.