

# Discontinuités et séquences dans la formation de Tarat (Viséen supérieur) et l'unité d'Arlit (Namuro-Westphalien) à Arlit (Niger). Évolution sédimentaire, climatique et tectonique de la région au Carbonifère

par THIERRY SEMPERE \* et BERNARD BEAUDOIN \*\*

*Mots clés.* — Sédimentation, Séquences, Estuaire, Carbonifère, Minéralisation, Uranium, Évolutions tectonique et climatique, Niger.

*Résumé.* — La formation de Tarat comprend à Arlit trois séquences argilo-gréseuses riches en matière organique continentale, qui correspondent chacune à des dépôts estuariens intervenus dans des contextes tectoniques différents. L'Unité d'Arlit se compose de grès argileux bariolés déposés dans un environnement lacustre ou alluvial très plat et sous un climat aride. Ces deux formations sont séparées par une discontinuité fondamentale, liée à la structuration du fossé du Tim Mersoï. A l'échelle régionale, les sédiments antérieurs à cette discontinuité sont organisés en superséquences tectono-sédimentaires interprétées comme des rythmes biorhexistatiques et profondément marquées par une tectonique synsédimentaire évolutive complexe surtout commandée par le linéament méridien d'In Azawa ; on note pour ces formations la proximité permanente d'une mer septentrionale. Les sédiments postérieurs correspondent au « Continental intercalaire » ; leur dépôt a été influencé par l'existence du fossé du Tim Mersoï. L'ensemble de la sédimentation carbonifère s'est inscrit dans un contexte climatique qui globalement a évolué du froid (Viséen inférieur) vers le chaud et aride (Carbonifère supérieur).

## Discontinuities and sequences in the Tarat formation (Upper Visean) and the Arlit Unit (Namurian-Westphalian) at Arlit (Niger). Sedimentary climatic and tectonic evolution of the area during Carboniferous.

*Abstract.* — The Tarat Formation is composed at Arlit of three sequences consisting of sandstones and black mudstones rich in organic matter of continental origin. The three of them are interpreted as estuarine sediments deposited in different tectonic frameworks. The Arlit Unit consists of motley argillaceous sandstones deposited in a very flat lacustrine or alluvial environment and under an arid climate. These formations are separated by a fundamental discontinuity linked to the structuration of the Tim Mersoï Trough. At regional scale, the sediments lying below this discontinuity are grouped in tectono-sedimentary supersequences, which are interpreted as biorhexistatic rhythms ; their deposition was horizontally directed by complex evolving synsedimentary tectonics controlled by the N-S In Azawa Lineament, and was influenced by the permanent proximity of a northern sea. The sediments lying above the fundamental discontinuity belong to the « Continental Intercalaire » Supergroup ; their deposition was influenced by the Tim Mersoï Trough. The whole Carboniferous sedimentation took place in a climatic context which evolved from cold (Lower Visean) to warm and arid (Upper Carboniferous) through temperate climates.

### I. — INTRODUCTION.

Le gisement d'uranium d'Arlit se situe au Nord-Ouest du territoire de la République du Niger, 50 km à l'Ouest des premiers affleurements du socle de l'Air (fig. 1). Découvert par le C.E.A., aujourd'hui COGEMA, il est exploité par la Société des Mines de l'Air (SOMAIR). La bordure sédimentaire occidentale de l'Air a été étudiée et cartographiée par Joulia [1959, 1963] ; l'essentiel des travaux menés dans la région d'Arlit sont l'œuvre de COGEMA [Bigotte et Obellianne, 1968 ; Baudet et Bizard, 1971 ; Bigotte et Molinas, 1974, la carte géologique « Afasto » au 1/200 000, Obellianne, 1961], mais la plupart demeurent inédits. La thèse de Valsardieu [1970], basée sur les travaux de COGEMA, constitue une excellente synthèse régionale mais n'a pratiquement pas été diffusée. Plus récemment, Sempere [1981] a étudié le contexte sédimentaire du gisement en utilisant des obser-

vations de terrain, des diagraphies effectuées par SOMAIR et des informations orales fournies par COGEMA. A partir de ce travail, le présent article expose divers aspects de l'évolution sédimentaire, climatique et tectonique du Carbonifère aux échelles locale et régionale.

*Le cadre régional.* — Le craton saharien, dont fait partie le massif de l'Air, s'est constitué lors de l'orogénèse pan-africaine (Protérozoïque terminal — Cambrien inférieur), et a alors acquis une structure en compartiments allongés limités par de grands accidents subméridiens [Caby *et al.*, 1980], tel le linéament d'In Azawa (fig. 1). Après érosion et pédiplanation, la sédimentation paléozoïque s'est

\* Dept. de Géologie, ORSTOM, 24 rue Bayard, 75008 Paris.

\*\* Lab. de Sédimentologie, CCGM, Ecole des Mines, 35 rue St-Honoré, 77305 Fontainebleau Cedex.

Note déposée le 17 juin 1983, présentée à la séance du 17 octobre 1984, manuscrit définitif remis le 18 juillet 1984.

- 1 AVRIL 1985

Bull. Soc. géol. Fr., 1984, n° 6

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire

44 N° : 17.238

Cote : B.

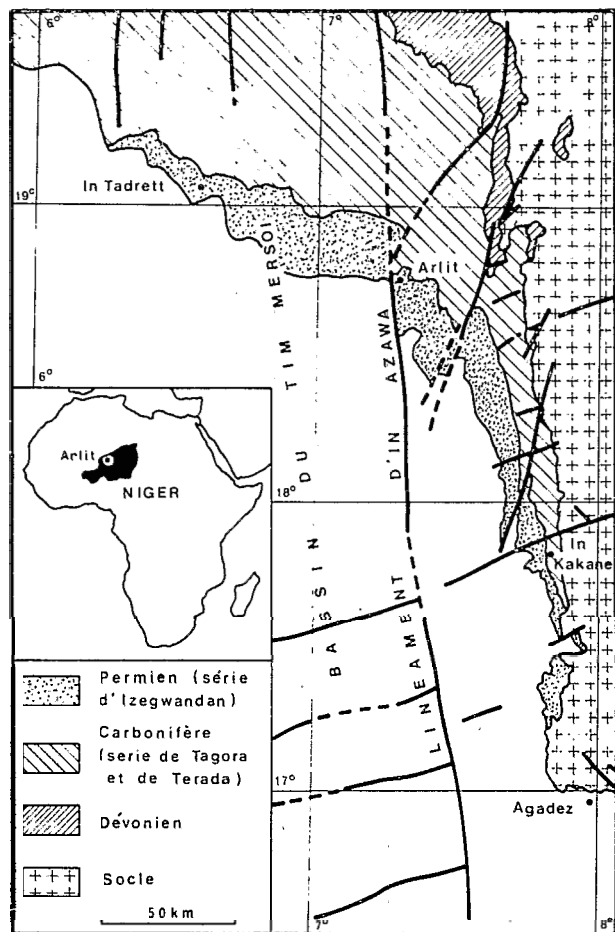


FIG. 1. — Carte géologique de la bordure occidentale de l'Air [d'après Joulia, 1963].

FIG. 1. — Geological map of the Western border of the Air [from Joulia, 1963].

effectuée sur une vaste surface faiblement inclinée vers le Nord-Ouest [Beuf *et al.*, 1971], chaque formation s'épaississant vers le Nord et débordant sur la précédente vers le Sud (cf. fig. 1). Cependant les grands accidents méridiens ont de nouveau été actifs pendant le Paléozoïque à l'Ordovicien terminal et surtout lors des « événements hercyniens », en contribuant ainsi à la fragmentation progressive du domaine de sédimentation. Par ailleurs, le cortège subméridien des « younger granites » paléozoïques de l'Air et de la région de Zinder, étudié par Karche et Vachette [1978], suggère qu'une zone émergée, allongée N-S et recouverte par des produits volcaniques hyperalcalins, existait à cette époque à peu près à l'emplacement actuel de l'Air.

Les premiers sédiments paléozoïques connus dans la région d'Arilit sont d'âge dévonien, mais ne sont pas représentés au Sud de 18°45'N, où n'existent

que des dépôts carbonifères et postérieurs. La stratigraphie carbonifère utilisée par COGEMA distingue les séries de *Terada*, *Tagora* et *Madawela* (fig. 2). A la latitude d'Arilit, le socle est modelé

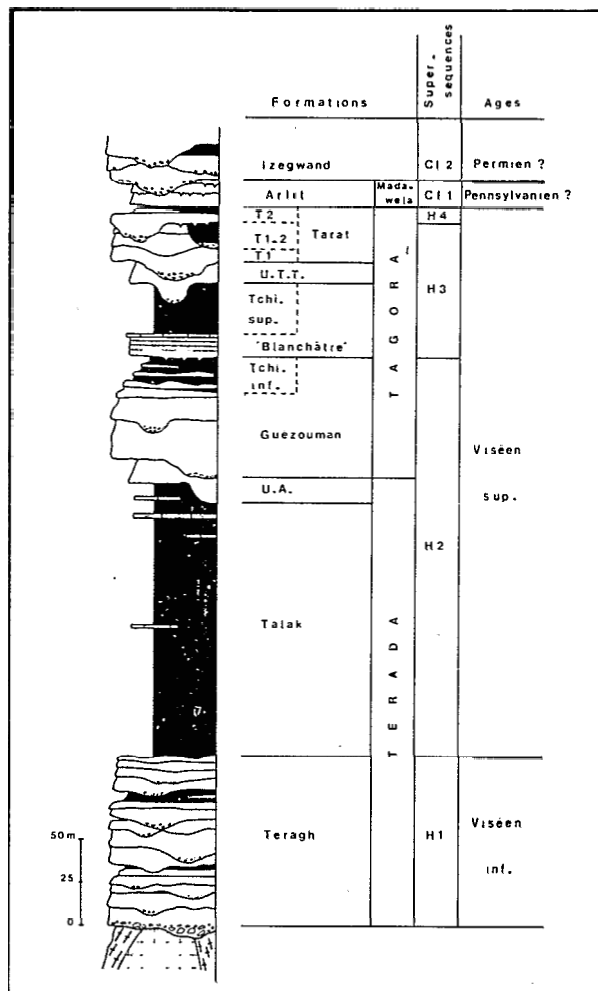


FIG. 2. — Le Carbonifère de la région d'Arilit (cf. fig. 12).

FIG. 2. — The Carboniferous succession of Arilit area (cf. fig. 12).

par des morphologies glaciaires comblées par des faciès tillitiques, auxquels succèdent plusieurs séquences fluviales se terminant souvent par des argilites bariolées [Valsardieu, 1970]. Cette formation continentale constitue les « Grès de Teragh » et est attribuée au Viséen inférieur. La discontinuité de base du Carbonifère, « glaciaire », semble importante du fait que le Dévonien terminal et le Tournaisien manquent là où le Dévonien est représenté. La limite supérieure des Grès de Teragh est aussi une discontinuité : cette surface est fortement silicifiée et montre de larges ondulations, tandis qu'aux grès succèdent brutalement les argilites

marines de *Talak* (Viséen supérieur), sombres et souvent gypsifères. Au Sud de 19°N seulement, ces argilites épaisses sont recouvertes par la mince *Unité d'Akokan* (UA), constituée de grès fins, à rides et à faune marine, et localement de grès plus grossiers dans les chenaux dirigés vers N260. Cette unité a été affectée par une tectonique synsédimentaire visible sur le terrain, et sa paléogéographie semble fortement influencée par des structures N80. Les argilites de *Talak*, et l'UA lorsqu'elle existe, sont surmontées par une surface d'érosion (soulignée par le sporadique conglomérat de *Teleflak*) qui introduit la mégaséquence positive du *Guézouman* (= Grès de Guézouman s.s. et *Tchinezog* inférieur). Celle-ci comprend des grès grossiers à stratification oblique passant graduellement à des grès plus fins et à des argilites riches en matière organique, avec des figures de dessiccation et des faciès d'origine pédogénétique à son sommet. Le *Guézouman* est considéré comme d'origine continentale (au sens large), et comprend plusieurs séquences positives limitées par des surfaces localement chenalisantes, soulignées par des conglomérats à éléments argileux. Des minéralisations économiques en uranium et molybdène sont connues dans cette formation. Lui succède la mégaséquence du « *Blanchâtre* » (= *Tchinezog* moyen gréseux et *Tchinezog* supérieur), constituée par des grès fins carbonatés surmontés par des argilites bleu-vert, à petites rides et à faune marine. La paléogéographie du « *Blanchâtre* » apparaît très plate et régulière. L'essentiel de ces données provient de COGEMA, puisque les formations décrites jusqu'ici n'affleurent pas à Arlit.

L'*Unité Tchinezog-Tarat* (UTT) qui vient ensuite ressemble en quelque sorte à l'UA. Elle livre une macrofaune marine et est généralement représentée par des grès fins à petites rides et quelques argilites vertes, mais un faciès plus grossier apparaît dans les chenaux et devient prédominant lorsqu'on se dirige vers le Nord [Sempere, 1981]. Cette unité est entaillée parfois profondément par la surface de base de la *formation de Tarat* (toujours Viséen supérieur), dans laquelle se situe l'uranium à Arlit. Épaisse de 15 à 60 m, elle est constituée de grès grossiers à fins et d'argilites noires, répartis en différentes séquences granodécroissantes de tailles variées décrites par Sempere [1981], Sempere et Beaudoin [1983] et dans la présente note. Les discontinuités érosives à la base et à l'intérieur de la formation sont parfois spectaculaires. Au *Tarat* succède la mince *Unité d'Arlit*, qui représente la seule formation de la *série de Madawela* connue à Arlit. Ces grès argileux bariolés, sans doute déposés pendant une période du Carbonifère supérieur, montrent des paléoaltérations répétées, et sont aussi décrits dans cet article. Ils sont entaillés par

une importante surface d'érosion et recouverts par l'épaisse série arkosique d'*Izegwand*, qui correspond à des sédiments fluviatiles déposés sous un climat chaud et aride (sources COGEMA). Cette série est attribuée au Permien et est traditionnellement considérée comme la plus ancienne formation du « *Continental Intercalaire* ».

On peut distinguer sur la bordure occidentale de l'Air (cf. fig. 1) trois domaines structuraux majeurs, que limitent d'une part le *linéament d'In Azawa*, et d'autre part une zone de décrochement potentiel localisée le long du contact actuel socle — couverture et nommée « *linéament* » de *Tafadek* [Bigotte et Obellianne, 1968]. Arlit se situe dans le domaine central allongé N-S, à peine 3 km à l'Est du *linéament d'In Azawa*. Ce domaine central est lui-même divisé en bandes sigmoidales par plusieurs accidents N20 (seuls quelques-uns sont cartographiés sur la fig. 1) qui s'interrompent sur les *linéaments d'In Azawa* et de *Tafadek* en montrant ainsi clairement que leur ensemble constitue un système décrochant majeur, au moins initialement *dextre* [Sempere, 1981]. On sait cependant que le *linéament d'In Azawa* a connu des jeux normaux (au Viséen supérieur ; sources COGEMA) et sénestres (au Mésozoïque ; Guiraud *et al.* 1981], qui ont modifié ou oblitéré certaines structures antérieures. Par ailleurs il semble que la sédimentation a été contrôlée par des flexures et des failles appuyées sur les vieux accidents N80 du socle au moins depuis le Dévonien jusqu'au dépôt de l'UA, pendant lequel cette activité a probablement culminé. Le dépôt du *Guézouman* a, quant à lui, été influencé par les directions N20 et N80 [Valsardieu, 1970], ce qui suggère un jeu *dextre* du *linéament d'In Azawa*, d'après le modèle de Ruhland [1973]. Les discontinuités à la base, au milieu et au sommet du *Tarat* sont reliées par COGEMA à des jeux normaux de ce *linéament*, le compartiment occidental (« ouest-flexure ») s'enfonçant alors : la série de *Madawela* est ainsi représentée à l'Est du *linéament* par la seule *Unité d'Arlit* (15 m à Arlit), alors qu'à l'Ouest elle comprend d'abord de grandes épaisseurs de grès arkosiques et d'argilites, puis des grès rouges et l'*Unité d'Arlit* (300 m approximativement).

## II. — LE TARAT (ET L'UTT) À L'ÉCHELLE LOCALE.

*Méthodes.* — L'information utilisée provient à Arlit de grands affleurements situés dans deux carrières, d'une centaine de carottages et de nombreuses diagraphies électriques. La concession accordée à SOMAIR est un rectangle de 6 × 3 km, où la maille carrée des sondages atteint 25 m dans les zones d'exploitation. Les observations de terrain ont d'abord conduit à proposer un découpage

stratigraphique et un modèle sédimentaire. La comparaison entre affleurements et diagraphies voisines a permis d'établir les principes de leur interprétation et de leur corrélation : il est notamment apparu que seules les discontinuités pouvaient être corrélées, et non les lithologies. A partir de là il a été possible d'étudier différents domaines non affleurants et de proposer des cartes paléogéographiques synthétiques séquence par séquence, qui ont confirmé et précisé à des échelles variées

le modèle initialement proposé. Tous ces résultats ont été ensuite replacés dans le cadre régional.

*Analyse sédimentaire du Tarat.* — Le Tarat se compose des trois grandes séquences T1, T1-2 et T2 (fig. 3). Chacune d'elles possède une base érosive, avec localement de larges chenaux, et un sommet affecté par une altération (observée ou inférée ; Sempere [1981]. Alors que T1 et T2 se ressemblent beaucoup, T1-2 en diffère par son faciès notablement

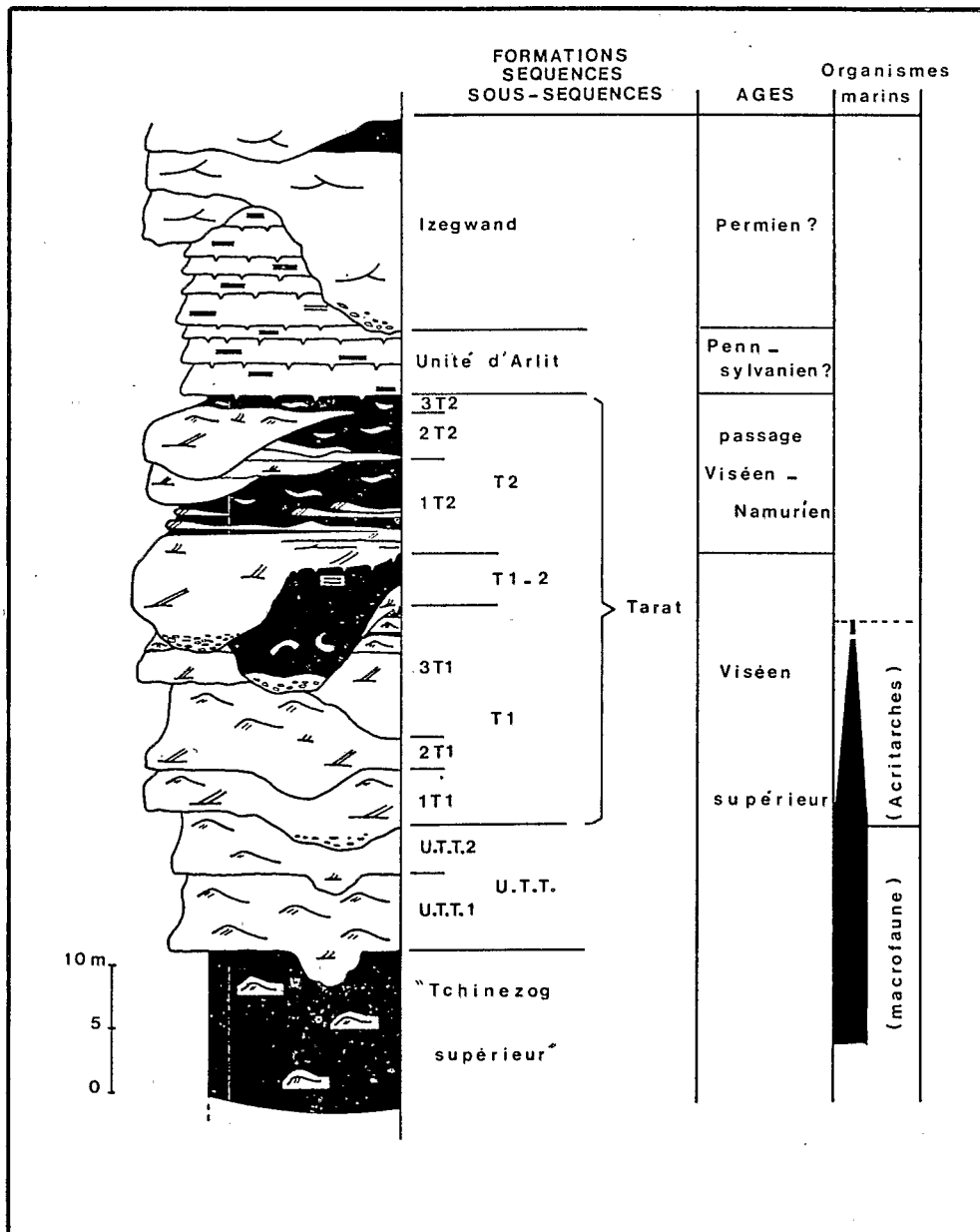


FIG. 3. — Stratigraphie du Tarat.

FIG. 3. — *Tarat stratigraphy.*

plus argileux, qui peut la faire confondre avec une éventuelle partie sommitale argileuse de la grande séquence granodécroissante T1. Cependant le Tarat inférieur (T1 + T1-2) se distingue nettement du Tarat supérieur (T2) en termes de palynofaciès (cf. fig. 3). Ces palynofaciès évoquent un climat plutôt tempéré (pédogenèse humique). On observe des Acritarches (microorganismes marins) dans le Tarat inférieur mais leur abondance décroît depuis la base; ils sont par contre absents de T2 et de la majeure partie de T1-2. D'une manière générale, la bioturbation est très rare dans tout le Tarat.

Les faciès du premier ordre (à l'échelle des échantillons) et du second ordre (à l'échelle desaffleurements) sont décrits dans leurs détails par Sempere [1981] et Sempere et Beaudoin [1982], et sont respectivement désignés ici par les termes « faciès sédimentaires » et « étages sédimentaires ». T1 et T2 se composent des quatre étages C, G, R et T (fig. 4a). Le seul étage observé dans T1-2 est nommé E (fig. 4b).

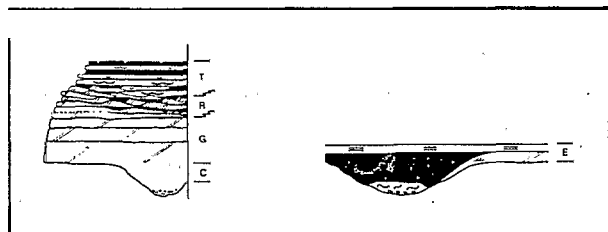


FIG. 4. — Les étages sédimentaires des séquences du Tarat.

FIG. 4. — The sedimentary stages of the Tarat sequences.

L'étage C correspond à des chenaux d'une largeur supérieure à 5 m, remplis par un matériel gréseux désordonné. Des conglomérats à éléments argileux et à matrice sableuse se rencontrent surtout à la base des grandes séquences T1 et T2.

L'étage G est essentiellement constitué par des unités de grès grossiers à stratification oblique planaire unidirectionnelle (photo 1). Des faciès mineurs sont également présents : grès conglomératiques sans structures, grès grossiers à moyens à laminations horizontales frustes, interlits argileux, grès fins à moyens à laminations horizontales fines se raccordant à des feuilletés obliques surincombants. L'ensemble correspond à un cortège de rides géantes hectométriques progradant sous l'action de courants dirigés vers la mer (ceci d'après le contexte régional), faiblement affectées par des courants de flot, et régulièrement écrêtées lors de phénomènes exceptionnels évoquant des « crues ».

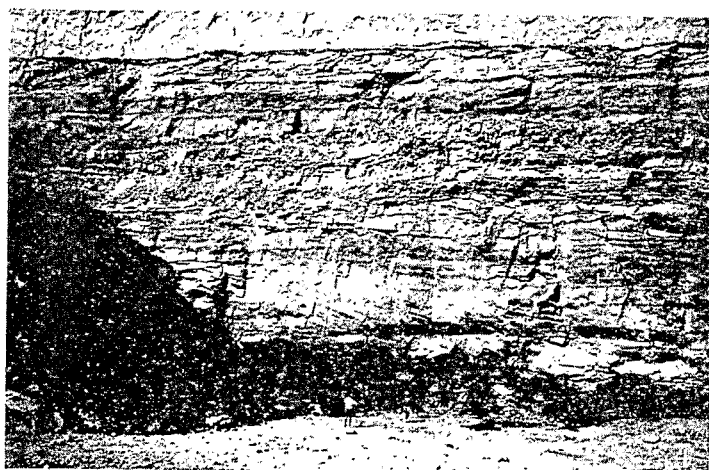
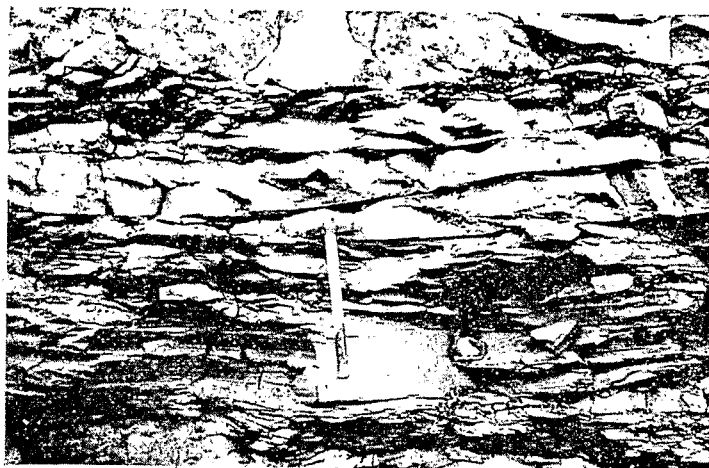
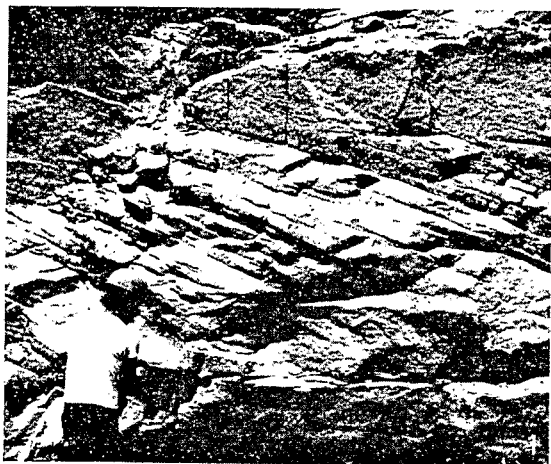
L'étage R est caractérisé par l'alternance de rides gréseuses d'épaisseurs décimétriques et de longueurs d'onde décamétriques, à litage oblique

localement bidirectionnel, et d'interlits argileux (photo 2). Les bancs gréseux sont interprétés comme des sédiments sableux exceptionnels, sans doute déposés lors de ces « crues » perçues dans l'étage G, qui ont été remaniés par les courants locaux habituels de façon à produire les rides observées. Les interlits argileux se déposent en-dehors de ces périodes. L'existence de sens de transport opposés implique l'alternance de courants de flot et de jusant, ceux-ci prédominant.

L'étage T est constitué par des faciès argilo-gréseux fins passant souvent graduellement de l'un à l'autre : grès fins à flaser-bedding; argilites noires à wavy-bedding, à laminations horizontales (photo 3); argilites apparemment homogènes affectées par des figures de « dessiccation ». En fait celles-ci sont peut-être d'origine sous-aquatique puisqu'elles ressemblent aux figures de synérèse, produites par des changements de salinité, qui ont été décrites dans des environnements tidaux ou lacustres [Van Straaten, 1954; Kahle et Floyd, 1971; Donovan et Foster, 1972; Picard et High, 1972; etc...]. Les bancs sont souvent très réguliers, et les petites rides sont les structures les plus fréquentes. Les sens de transport relevés paraissent anarchiques. Cet étage possède un net cachet intertidal [Reineck et Wunderlich, 1968].

L'étage C est toujours recouvert par l'étage G. Les transitions observées se font de G à R et de R à T, de façon graduelle verticalement et latéralement (photo 4). Les observations sont donc décrites par la succession-type C/G-R-T (cf. fig. 4a). Chacune des grandes séquences T1 et T2 est d'ailleurs subdivisée par des discontinuités en 3 sous-séquences conformes à cette succession, respectivement 1T1, 2T1, 3T1 et 1T2, 2T2, 3T2 (cf. fig. 3). Les sédiments organisés selon ce modèle sont interprétés comme des dépôts estuariens (s.l.), en accord avec les résultats obtenus dans l'Actuel [Greer, 1975; Howard *et al.*, 1975; etc.] et dans l'Ancien [De Raaf et Boersma, 1971; Eriksson, 1977; etc.]. Les estuaires du type C/G-R-T étaient suffisamment larges et les courants qui y circulaient suffisamment puissants pour y faire prograder les rides géantes correspondant à l'étage G. L'étage T correspond quant à lui à des vasières intertidales latérales, l'étage R assurant une sorte de transition entre les deux sous-environnements.

L'étage E est caractérisé par un large chenal (> 20 m) dont la profondeur peut dépasser 10 m, comblé essentiellement par un matériel argileux noir massif et flanqué latéralement de corps gréseux (points-bars), d'argilites laminées (vasières) et de petits chenaux annexes (fig. 4b). Cet étage correspond aussi à un dépôt estuarien, bien qu'il diffère sensiblement de l'ensemble C/G-R-T. Au creusement du chenal succède une phase de fonctionnement



## PLANCHE I

- Ph. 1. — Unités gréseuses grossières à litage oblique unidirectionnel, très fréquentes dans l'étage G (Tarat, séquence T2).
- Ph. 1. — *Coarse sandstone units displaying unidirectional tabular cross-bedding, very frequently observed in stage G (Tarat, sequence T2).*
- Ph. 2. — Rides gréseuses et interlits argileux, caractéristiques de l'étage R (Tarat, séquence T2).
- Ph. 2. — *Sandstone megaripples and mudstone interbeds, characterizing stage R (Tarat, sequence T2).*
- Ph. 3. — Petite séquence positive constituée de grès fins blancs et d'argilites noires. Les structures sédimentaires (flaser-bedding, wavy bedding, litage lenticulaire et laminations horizontales) caractérisent l'étage T (Tarat, séquence T1).
- Ph. 3. — *A small thinning-up sequence composed of white fine sandstones and black mudstones. Their sedimentary structures (flaser-bedding, wavy bedding, lenticular bedding, horizontal laminations) characterize stage T (Tarat, sequence T1).*
- Ph. 4. — Exemple de transition verticale et horizontale de l'étage G à l'étage R (Tarat, séquence T2 ; échelles humaines en bas de l'affleurement).
- Ph. 4. — *A case of vertical and lateral transition from stage G to stage R (Tarat, sequence T2 ; human scales below).*



illustrée par de minces conglomérats argileux ou des tapis sableux sur son fond, et surtout par des dépôts latéraux de point-bars et de vasières. Puis interviennent la phase de comblement, presque uniquement argileuse (des blocs gréseux contournés sont parfois présents) et une phase de scellement, caractérisée par le dépôt d'argilites noires laminées et de rares bancs gréseux à petites rides, signifiant ainsi qu'une vasière occupe les zones autrefois empruntées par les chenaux maintenant comblés. La séquence T1-2 est uniquement constituée par la superposition de tels étages E : on observe ainsi la récurrence de rythmes creusement/fonctionnement/comblement/scellement, c'est-à-dire l'alternance aux mêmes lieux de chenaux et de vasières. Bien que ces rythmes répétitifs à l'intérieur de T1-2 soient parallèles aux évolutions C/G-R-T perçues dans T1 et T2, on note de profondes différences lithologiques et géométriques.

L'interprétation estuarienne du Tarat est cohérente avec la présence de microorganismes marins dans T1 et avec l'existence dans T1-2 d'énormes masses argileuses très riches en matière organique continentale déposées dans des chenaux, évoquant une

sédimentation de « bouchons vaseux » [Glangeaud, 1938 ; Martin, 1977, 1981 ; Horne, 1979]. L'extrême rareté de la bioturbation est probablement due à un fort taux de sédimentation et à une salinité [Bosence, 1973], conditions réunies dans les environnements estuariens.

*Un exemple d'affleurement.* — La carrière abandonnée Arlette livre un affleurement exceptionnel, long de 800 m et haut de 30 m (fig. 5 et 6). T1, bien que raviné par les séquences postérieures, se divise nettement en ses 3 sous-séquences 1T1, 2T1 et 3T1 conformes à la succession-type C/G-R-T. L'étage C de 1T1 est visible sur le parement sud, où par ailleurs des faciès d'étage T succèdent directement à l'étage G : on a ainsi en ce lieu la succession C/G/T. La sous-séquence 2T1 ne possède pas d'étage C visible, son étage G est moins épais que celui de 1T1 et passe graduellement à un étage R dans le coin SW : la succession observée y est G-R. La sous-séquence 3T1 n'est actuellement représentée que par son étage G, beaucoup plus épais que ceux de 1T1 ou 2T1.

La grande séquence T1-2 est présente sur le

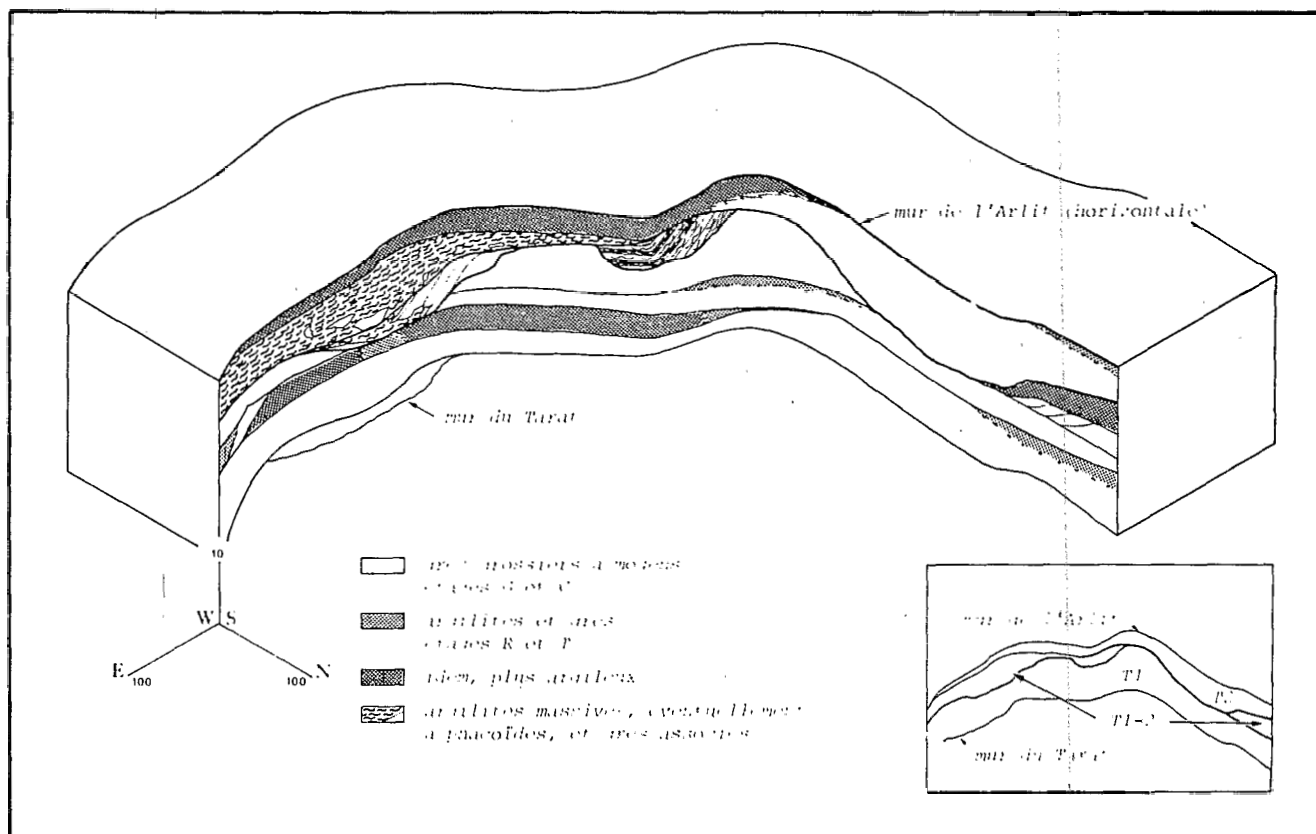


FIG. 5. — Les affleurements d'Arlette (parements sud et ouest ; cf. fig. 6).

FIG. 5. — Quarry Arlette outcrops (southern and western faces ; cf. fig. 6).

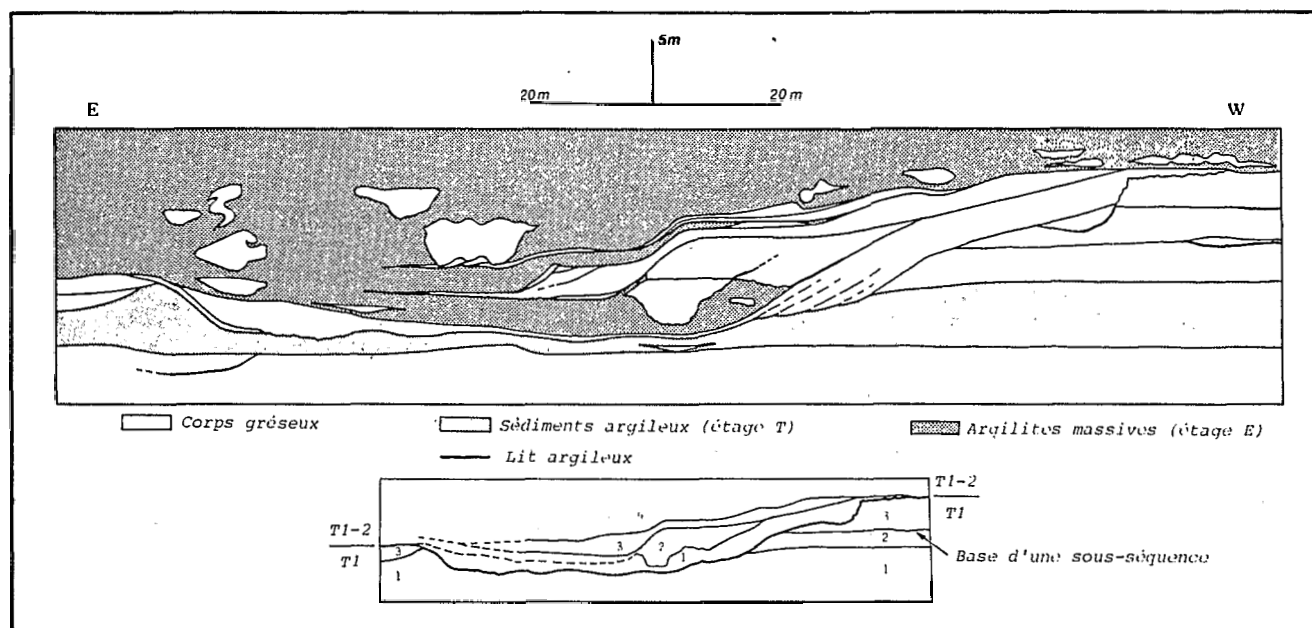


FIG. 6. — Détail du parement sud d'Arlette (cf. fig. 5).

FIG. 6. — Detail of the southern face, quarry Arlette (cf. fig. 5).

parement sud, dans le coin SW et à l'extrémité nord de l'affleurement. Sur le parement sud, détaillé sur la figure 6, quatre sous-séquences (étages E) se distinguent. Chacune correspond à un chenal, en fait pérenne, dont le fond est généralement souligné par un mince lit gréseux qui se raccorde à des sédiments de *point-bar* déposés sur son flanc ouest et progradant vers l'Est (photo 6). L'épaisseur de ces corps gréseux semble décroître vers le haut. Leur géométrie indique un déplacement vers l'Est de l'axe du chenal, séquence après séquence, et une atténuation de sa profondeur. Dans le coin SW, T1-2 est représentée par un *point-bar* argilo-gréseux à petites rides qui pend vers le NE d'une dizaine de degrés. A l'extrémité nord, la même séquence se compose d'un banc gréseux de 2 m d'épaisseur correspondant à un *point-bar* ayant progradé vers l'Ouest, et d'une importante masse d'argilites noires laminées. Dans celles-ci on observe des filons clastiques orientés N80 et des fractures associées, absents de la séquence T2 surincombante [Beaudoin et Fries, 1982].

T2 est immédiatement repérable sur le parement ouest par le grand chenal gréseux qui s'y observe. Aux dépôts d'étage C de la partie basse de ce chenal succèdent des unités obliques superposées, d'étage G. En suivant cette séquence vers le Sud puis vers l'Est, on constate que cet étage G passe graduellement à R puis T. On a ainsi ici la succession typique C/G-R-T.

*Analyse en plan de l'UTT et du Tarat.* — A partir des affleurements et des modèles auxquels a abouti leur analyse, il est possible d'utiliser les nombreuses diagraphies de sondages afin d'obtenir des images en plan relatives aux différentes unités lithostratigraphiques retenues. Ces images ont été construites en cartographiant des profondeurs, des épaisseurs (éventuellement cumulées) ou des faciès. La figure 7 représente ainsi les isobathes des murs du Tarat et de l'Unité d'Arlet : on perçoit immédiatement d'importants gradients, qui sont interprétés comme des accidents (flexures). Sempère [1981] montre au moyen de coupes transverses que :

- la discontinuité de base de 3T1 est en rapport avec le jeu de l'accident orienté N110 situé au Nord de la moitié occidentale du domaine. Ce mouvement s'est effectué dans un cadre distensif, avec un basculement de chaque compartiment vers le Sud ;

- des accidents décrochants ont joué pendant le dépôt de T1-2 ; il s'agit de l'accident méridien qui sépare le domaine en deux, et d'un accident subméridien proche de sa limite occidentale. Le premier a alors eu un jeu dextre « syn-T1-2 », le second un jeu sénestre « tardi-T1-2 » ;

- la discontinuité de base de T2 est en rapport avec un jeu normal de l'accident orienté N70 situé au milieu de la moitié occidentale du domaine, le compartiment nord s'étant enfoncé. Les filons



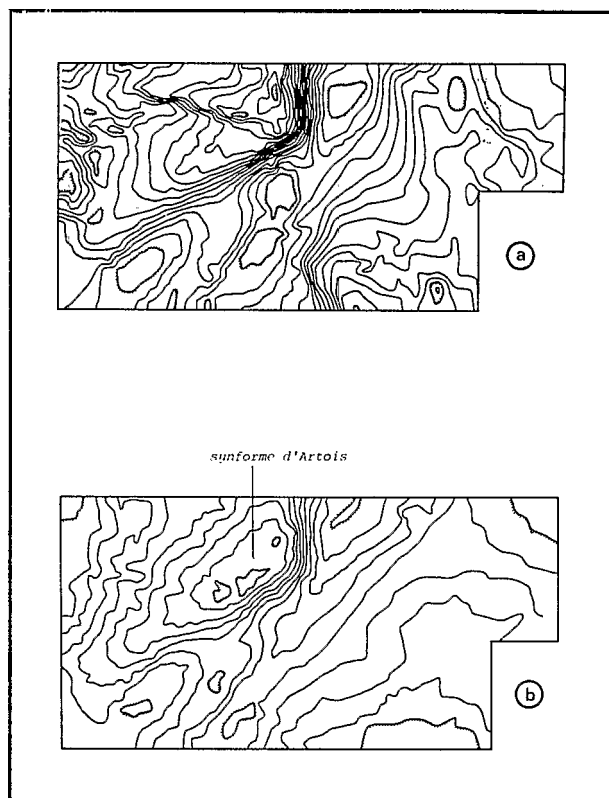


FIG. 7 a. — Isobathes du mur du Tarat (d'après un document SOMAIR). Equidistance des courbes : 5 m. b — Isobathes du mur de l'Arlit (*ibid.*). Equidistance des courbes 5 m.

FIG. 7 a. — Isobath of the base of the Tarat formation (from SOMAIR source). 5 m between two curves. b — Isobath of the Arlit Unit (from SOMAIR source) 5 m between two curves.

clastiques orientés N80 qui affectent T1-2 dans la carrière Arlette se situent à une centaine de mètres au Sud de cet accident et lui sont clairement liés. Le grand chenal de T2 visible sur le parement ouest d'Arlette a été ainsi creusé à la faveur de l'enfoncement du compartiment nord tout proche. Les travaux de COGEMA établissent de surcroît que cette discontinuité est en rapport avec un jeu normal important du linéament d'In Azawa ;

— la « synforme d'Artois » (*cf.* fig. 7) s'est individualisée au cours du dépôt de T2 et de l'unité d'Arlit par un lent basculement vers le Sud-Est appuyé sur l'accident méridien médian et l'accident N70.

Les différentes images obtenues par cartographie qualitative ou quantitative permettent de proposer des schémas paléogéographiques synthétiques (fig. 8) concernant l'UTT, (1 & 2)T1, 3T1, T1-2, (1 & 2)T2 et 3T2.

L'UTT (fig. 8a) correspond à Arlit à un estran vrai en pente douce vers le Nord, avec des sédiments

fins à petites rides sur les zones hautes et des sédiments plus grossiers dans les zones basses, interprétées comme des chenaux de marée. Les argilites observées sont vertes et pauvres en débris organiques. Ce gradient nord-sud est en accord avec la présence de la mer un peu plus au Nord à cette époque [Valsardieu, 1970].

Selon COGEMA, la discontinuité de base du Tarat est en rapport avec le premier jeu normal du linéament d'In Azawa : la mer septentrionale commence donc à envahir le domaine ouest-flexure. Durant le dépôt de (1 & 2)T1 (fig. 8b), le transport du matériel s'effectue maintenant vers le Nord-Ouest, dans un environnement estuarien à relief peu accusé. Au cours de cette période les apports sableux tendent à diminuer et les zones hautes (relatives) à s'étendre. Les argilites, noires, sont riches en matière organique divisée, comme d'ailleurs dans la presque totalité du Tarat. On ne perçoit sur le domaine étudié aucun mouvement tectonique susceptible d'être mis en relation avec la discontinuité 1T1/2T1.

Le dépôt de 3T1 (fig. 8c) est marqué par le jeu de l'accident N110 qui crée, par basculement des compartiments vers le Sud, une zone basse dirigée vers N 280 et vers laquelle convergent les écoulements voisins. Les apports sableux sont à nouveau importants et tendent à recouvrir la plus grande partie du domaine.

Le dépôt de T1 est donc intervenu dans un paysage estuarien, dont les principales morphologies possédaient une largeur supérieure à 500 m, et semble s'être inscrit dans un cadre tectonique distensif, inauguré et caractérisé par l'enfoncement du domaine ouest-flexure (dont la limite ne se situe qu'à 3 km d'Arlit). Une tendance vers une fragmentation progressive du domaine est-flexure se fait jour avec le jeu de l'accident N110, qui « introduit » 3T1. Enfin, on observe au sommet de cette séquence une paléaltération argilisante dont les produits se retrouvent dans les conglomérats de T1-2 et de T2, qui évoque les sols hydromorphes actuels des pays chauds à saisons alternées [Milot, 1964].

La paléogéographie de la séquence T1-2 peut être saisie au moyen d'un écorché à sa base (fig. 8d) et d'une carte de ses faciès (fig. 8e), en se plaçant artificiellement après le jeu de l'accident médian (« syn-T1-2 ») et avant celui de l'accident occidental (« tardi-T1-2 »). L'écorché donne une image de l'amplitude du ravinement à la base de la séquence. On constate ainsi pour certaines morphologies l'existence d'étranglements dont l'amont immédiat, surcreusé, a piégé de grandes quantités de matériel argilo-organique. La carte synthétique des faciès, avec l'interprétation des écoulements, montre un bouleversement total par rapport aux paysages de T1, qui illustre en plan la distinction séquentielle

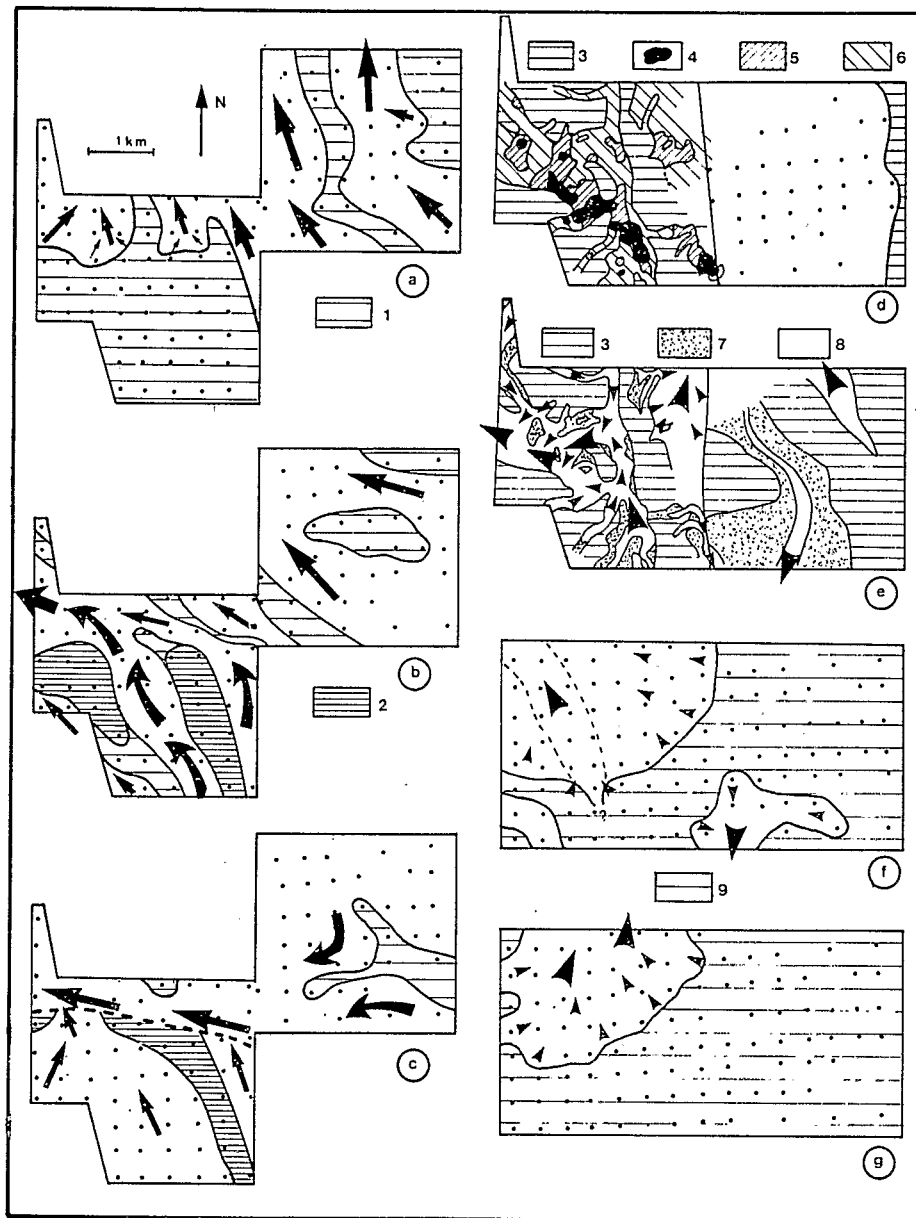


FIG. 8. — Paléogéographies successives des séquences du Tarat.

a : UTT ; b : (1 & 2) T1 ; c : 3T1 ; d : écorché à la base de T1-2 ; e : faciès de T1-2 ; f : (1 & 2) T2 ; g : 3T2.  
 1 : zones relativement hautes ; 2 : zones hautes ; 3 : zones émergées ; T1-2 repose sur 1T1(4), 2T1(5), 3T1(6) ; 7 : grès dominants ;  
 8 : argiles dominantes ; 9 : zones sans dépôt.

FIG. 8. — Paleogeographies of the Tarat sequences.

a : UTT ; b : (1 & 2) T1 ; c : 3T1 ; d : skinned map below T1-2 ; e : T1-2 facies ; f : (1 & 2) T2 ; g : 3T2.  
 1 : partly high zones ; 2 : high zones ; 3 : emerged zones ; T1-2 lies on 1T1 (4), 2T1 (5), 3T1 (6) ; 7 : dominating sandstones ; 8 :  
 dominating clays ; 9 : zones without deposition.

opérée entre les étages E et les ensembles C/G-R-T. Une sédimentation estuarienne résiduelle organisée par des chenaux méandriques, dont la largeur excède rarement 300 m, s'effectue sur un domaine

profondément modelé par une tectonique compressive (cassante dans le socle), avec une contrainte principale sans doute de direction N70-N80. Les caractéristiques texturales et minéralogiques de

certaines éléments argileux présents dans le conglomérat à la base de T2 permettent de penser que la tranche subaffleureante des argilites de T1-2 a connu immédiatement après son dépôt une diagenèse alcaline par confinement.

La séquence T2 possède des traits séquentiels analogues à ceux de T1, mais son dépôt s'est effectué sur un domaine restreint très influencé par l'accident N70 et l'accident médian (fig. 8f et 8g). Comme pour T1, la morphologie principale est de largeur supérieure à 500 m, mais l'environnement estuarien de T2 ne semble pas posséder d'amont fluvial direct, ce qui impliquerait pour cette séquence une prééminence des processus seulement tidaux et orientés selon le jusant. La synforme d'Artois s'est structurée de façon continue pendant le dépôt de T2, dans le cadre distensif régional caractérisé notamment par un nouvel enfoncement, plus important, du domaine ouest-flexure. De ce fait les écoulements, qui étaient initialement dirigés vers N340 (fig. 8f) se sont vus déviés vers le Nord (fig. 8g), tandis que la superficie émergée s'étendait. On observe d'ailleurs une paléo-altération au sommet de T2, qui est similaire à celles connues dans l'Unité d'Arlit. Mais on peut en outre mettre en évidence dans les derniers mètres de T2 une évolution de la composition du matériel argileux déposé [Sempere, 1981]. Une des coupes levées montre par exemple que les argilites jusqu'alors noires deviennent progressivement vert sombre puis vertes, sans que leur faciès sédimentaire ne varie, rappelant alors certains faciès d'étage T du Tchinezog supérieur et de l'UTT. Puis des argilites rouges, interstratifiées avec des lits gréseux vert pâle et possédant les traits sédimentaires habituels de l'étage T, font brutalement leur apparition un mètre environ sous la surface de base de l'Unité d'Arlit. Aucun argument n'autorisant l'hypothèse d'une altération, l'interprétation proposée fait intervenir une évolution de la nature même du matériel fin déposé : la disparition de la couleur noire des argilites signifie grossièrement que les apports organiques fins ont cessé, et l'apparition de la couleur rouge qu'il y a eu modification pédologique de leur zone-source.

### III. — L'UNITÉ D'ARLIT ET LA SÉRIE D'IZEGWAND À L'ÉCHELLE LOCALE.

*L'Unité d'Arlit.* — Cette unité est une formation très particulière qui n'affleure pratiquement pas en dehors des carrières et qui a été définie par COGEMA lors de l'étude des premiers carottages effectués dans la région. Cette unité est essentiellement composée de grès argileux bariolés et possède à Arlit une puissance comprise entre 3 et 15 m, du fait des différentes profondeurs atteintes par le ravinement à la base de la série d'Izegwand.

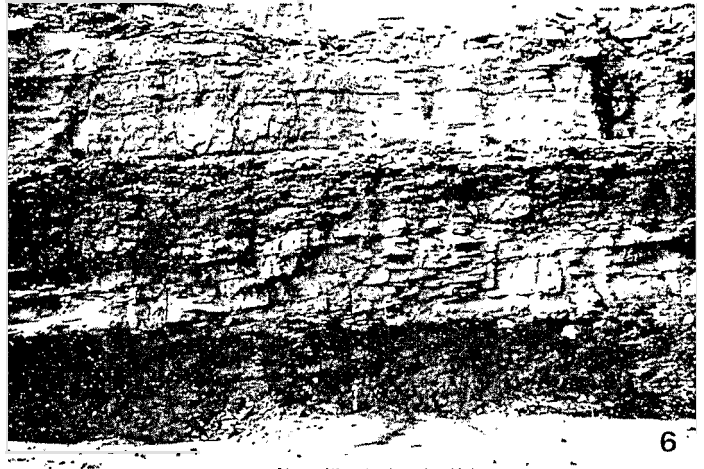
Elle présente en carrière un aspect caractéristique en bancs métriques très réguliers, limités par des discontinuités que l'on suit facilement le long des affleurements. Les grès bariolés qui la constituent montrent trois principaux faciès de coloration : — un faciès vert, prédominant, dû à la présence d'un ciment d'illite ferrique [au sens de Millot, 1964] ; — un faciès brun-rouge, à ciment argileux, qui apparaît souvent au moins vers le sommet des bancs ; — un faciès clair, bien cimenté par des carbonates (dolomite essentiellement), localisé à la base de certaines séquences.

On observe souvent une zone de transition d'un faciès à l'autre ; en règle générale leurs limites sont géométriquement complexes. La lecture des diagraphies montre que pour chaque banc-séquence, la teneur en argile augmente du bas vers le haut de façon assez continue.

Les surfaces régulières qui limitent les bancs sont des discontinuités, et présentent systématiquement des polygones de dessiccation et plus rarement des traces de racines. Les structures sédimentaires sont toujours plus ou moins masquées par la cimentation, et leur oblitération est pratiquement totale dans les faciès brun-rouge et clair ; ce sont le plus souvent des laminations horizontales. On connaît cependant quelques bancs à stratifications en cuillers ou à rides décimétriques, de minces niveaux constitués par l'accumulation de copeaux d'argile brun-rouge remaniés (en sommet de séquence), et un banc métrique à litage oblique de fort pendage (30°) cimenté par l'illite ferrique. Ces diverses observations permettent d'affirmer que les trois faciès de coloration sont d'origine diagénétique.

Le matériel détritique est essentiellement constitué de quartz, de feldspaths, et d'« échardes » blanches. Quartz et feldspaths sont rarement corrodés et se répartissent en deux populations dont l'une possède des traits éoliens (gros quartz bien arrondis et mats) et l'autre ressemble au matériel des grès fins à moyens du Tarat (grains plus petits et assez émoussés). Les lamines horizontales sont souvent constituées d'un matériel appartenant essentiellement à une seule de ces deux populations (photo 5).

Les éléments blancs appelés « échardes » sont d'une taille allant de quelques millimètres à plusieurs centimètres, et d'une forme généralement anguleuse évoquant celle d'échardes volcaniques (photo 7). On les trouve accumulés à la base des séquences (sans doute mécaniquement), disséminés dans les niveaux des sommets de séquence comme ceux à copeaux remaniés, en lits horizontaux discontinus à l'intérieur d'une séquence, ou bien encore épars dans les bancs. Ces échardes sont actuellement « recristallisées » en opale, quartzine et quartz microcristallin, dans cet ordre. Elles

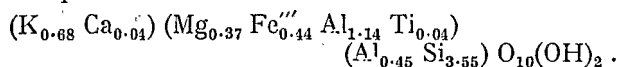


## PLANCHE II.

- Ph. 5. — Lame mince taillée dans un grès argileux ferrugineux de l'Unité d'Arlit. Deux populations de grains détritiques, dont l'une possède des caractéristiques éoliennes, se répartissent ici de façon relativement ordonnée entre les différentes lamines horizontales.
- Ph. 5. — *Thin section of a ferruginous argillaceous sandstone from the Arlit Unit. Detrital grains divide in two textural populations, one of which possesses eolian features. In spite of this global bimodality, the sorting within each horizontal lamina tends here to unimodality.*
- Ph. 6. — Détail du parement sud d'Arlette. Les bancs gréseux obliques représentent des sédiments de point-bar de la séquence T1-2 du Tarat (cf. fig. 6). L'importante masse argileuse sombre comble le chenal correspondant, et comprend vers sa base des blocs gréseux contournés. Au-dessus de la banquette de la carrière, on aperçoit l'Unité d'Arlit (échelle humaine à la base de l'affleurement).
- Ph. 6. — *Detail of the southern outcrop of the Arlette quarry. The oblique sandstone units are point-bar sediments of sequence T1-2 (see fig. 6). The thick overlying black mudstones fill the corresponding channel (slumped sandstone blocks can be seen near their base). The Arlit Unit lies above (human scale below).*
- Ph. 7. — Lame mince taillée dans un grès argileux à « échardes » blanches de l'Unité d'Arlit. Les échardes correspondent aux plages les plus sombres et sont composées d'opale, de quarzine et de quartz microcristallin. La forme de la plus grande d'entre elles fait songer à une origine volcanique. Des gros quartz éoliens sont disséminés dans toute la lame.
- Ph. 7. — *Thin section of an argillaceous sandstone bearing white « shards » from the Arlit Unit. The shards correspond to darker parts of the section and are composed of opal, length-slow chalcidony and microcrystalline quartz. The shape of the larger shard suggests a volcanic origin. Big eolian quartz are disseminated throughout the section.*
- Ph. 8. — Un grand chenal dans la série d'Izegwand. Échelles humaines au-dessus de son flanc droit.
- Ph. 8. — *A large channel within the Izegwand Series. Human scales just above its right edge.*

sont auréolées de vert dans le faciès brun-rouge.

Le ciment argileux vert est constitué par une illite ferrique clairement authigène dont la composition, pratiquement constante, correspond par exemple à la formule structurale :



Des minéraux similaires ont été rencontrés dans des petits bassins oligocènes français [Jung, 1954 ; Estéoule-Choux, 1979] mais les conditions de leur apparition sont mal connues. Il semble toutefois que la cristallisation d'un tel minéral demande des conditions basiques et plutôt réductrices, et des activités élevées du fer, du potassium et de la silice (d'après les conditions de formation de la glauconite ; Harder [1930]. Les caractères minéralogiques des éléments détritiques observés sont tels que ces concentrations peuvent difficilement avoir été atteintes à Arlit à partir d'apports purement sédimentaires. Il est dès lors permis d'envisager que l'illite ferrique provient, au moins en partie, de la transformation de cendres volcaniques hyperpotassiques, alors génétiquement liées aux échardes blanches.

La coloration du faciès brun-rouge est due à des granules micrométriques d'hématite. Ce faciès provient de l'oxydation du faciès vert selon la réaction schématique de rubéfaction : illite ferrique → illite + hématite, qui intervient au sommet des séquences puisque ce faciès s'y localise préférentiellement. La dessiccation de leur surface supérieure et leur fragmentation subséquente sont à l'origine des niveaux à copeaux d'argile rouge accumulés. Par ailleurs l'enfouissement d'une surface rubéfiée sous la séquence sus-jacente implique le retour de conditions réductrices, marqué par une réaction de dérubéfaction, c'est-à-dire par un retour à un faciès vert (mais à structures sédimentaires obliques).

Dans la zone de contact avec le faciès vert, les carbonates du faciès clair bien cimenté sont corrodés par l'illite ferrique. Lorsque dans une séquence le faciès d'oxydation (brun-rouge) parvient au contact du faciès carbonaté, on observe le développement d'un faciès pulvérulent ocreux, riche en goéthite.

Tout ceci conduit à proposer une séquence lithologique synthétique (fig. 9), en accord avec l'ensemble des observations de terrain. Cette séquence fait intervenir les trois faciès de coloration sous forme d'horizons, l'horizon d'oxydation brun-rouge progressant sur l'horizon vert à illite ferrique, lui-même progressant sur l'horizon carbonaté (généralement dolomitique).

L'unité d'Arlit est ainsi organisée en séquences dont la régularité est excellente pour des faciès continentaux. La prédominance des laminations

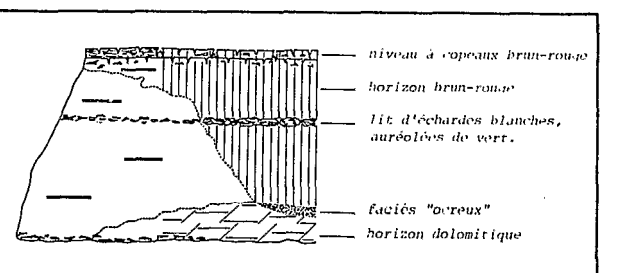


FIG. 9. — Séquence lithologique synthétique de l'Unité d'Arlit.

FIG. 9. — Synthetic lithologic sequence of the Arlit Unit.

horizontales indique que les processus qui ont conduit au dépôt de la fraction détritique étaient relativement calmes. Les sédiments semblent s'être déposés sous une faible tranche d'eau, de l'ordre de l'épaisseur des bancs puisque les sommets de ceux-ci témoignent souvent de dessiccations et de paléaltérations liées à des émergences. De plus, une présence quasi-permanente de l'eau, au moins subaffleurante, paraît nécessaire à la formation de l'illite ferrique authigène. L'hypothèse d'un environnement désertique est encore affaiblie par la régularité des séquences et leurs structures horizontales, et l'abondance du matériel éolien ne rend vraisemblablement compte que de l'existence de processus éoliens sur des zones « amont » émergées en permanence et soumises à un climat aride. Une telle interprétation du climat régional est en accord avec les dessiccations et oxydations répétitives des sommets de séquences, la carbonatation de certaines de leurs bases et d'une manière générale l'existence de conditions basiques dans les nappes.

L'Unité d'Arlit semble alors correspondre à des sédiments lacustres et/ou alluviaux (distaux) déposés dans un paysage remarquablement plat sous un climat aride et sans doute chaud. Ses caractères lithologiques particuliers proviennent de la conjugaison, séquence par séquence, de processus sédimentaires et diagénétiques. L'existence d'échardes silicifiées, certaines en lits horizontaux discontinus, fait en outre songer à un volcanisme contemporain.

*La série d'Izegwand.* — A Arlit, la série d'Izegwand correspond essentiellement à des chenaux fluviaux emboîtés, de largeur hectométrique, remplis par un matériel gréseux arkosique (photo 8). Des niveaux d'argilites rouges litées, parfois épais, s'intercalent parmi ces unités. Les sommets des séquences gréseuses présentent fréquemment de grands polygones de dessiccation. La base de ces séquences est cimentée par des carbonates (surtout calcite), tandis que leur partie supérieure témoigne d'une oxydation à partir des paléosurfaces. Cette série semble effectivement correspondre à un environnement fluvial et à un climat chaud à tendance aride.



La comparaison des faciès de l'Unité d'Arlit et de la série d'Izegwand, déposées sous des climats similaires, met en évidence un point significatif. En effet les écharde, observées dans presque tous les bancs de l'Arlit, sont *absentes* de l'Izegwand (sauf de son conglomérat de base, où elles sont clairement remaniées). Or cette dernière formation ne comprend que des argilites rouges, et aucun niveau à illite ferrique. Il semble donc se dégager un lien implicite entre l'observation d'écharde et l'existence de cette argile, suggérant à nouveau une possible apparition de l'illite ferrique à partir de cendres volcaniques.

Les cartes isopaques montrent que la structuration de la synforme d'Artois (encore visible sur la figure 7b) s'est poursuivie lentement au cours du dépôt de l'Unité d'Arlit, mais qu'elle était terminée avant le creusement des premiers chenaux de la série d'Izegwand (orientés N40).

#### IV. — APPLICATION DES RÉSULTATS À L'ÉCHELLE RÉGIONALE.

À l'échelle régionale (fig. 10), le système tectonique commandé par le linéament d'In Azawa apparaît avoir eu une influence profonde sur le dépôt de la formation de Tarat. Les sens de transport relevés sur la bordure du bassin d'Ikelanzéragan, c'est-à-dire à proximité immédiate du décrochement potentiel de Tafadek, témoignent d'une alimentation en provenance de l'Est, par l'intermédiaire de grands chenaux au remplissage souvent massivement contourné. Sur le « Quart de Brie », le transport global du matériel semble se faire vers le domaine ouest-flexure. Mais des sens de transports vers le Nord s'observent en un point situé à quelques centaines de mètres seulement du linéament et suggèrent l'existence d'un obstacle au moins local au droit de cet accident, vraisemblablement analogue à une *île-barrière*. Par ailleurs les unités gréseuses observées sur le « Quart de Brie » ne sont pratiquement pas contournées, sauf en des points proches des accidents de Madawela et d'In Azawa. Tout ceci indique qu'une importante tectonique synsédimentaire, génératrice au voisinage des accidents de pentes répétitives (puisque tous ces sédiments se sont déposés sous une faible tranche d'eau) et donc de glissements synsédimentaires, a fonctionné pendant le dépôt de la formation de Tarat. Plus précisément il apparaît que le domaine structural d'Arlit, auquel appartient le « Quart de Brie » constitue une zone intermédiaire entre le domaine exhaussé de l'Aïr, situé à l'Est du « linéament » de Tafadek, et le domaine abaissé du Tim Mersoï, à l'Ouest du linéament d'In Azawa. Le domaine de l'Aïr était peut-être localement émergé à l'Est et sans doute recouvert au moins partiellement par des produits vol-

caniques hyperalcalins, dont les éléments rhyolitiques altérés rencontrés dans le Guézouman et le Tarat sont les témoins. Le domaine intermédiaire d'Arlit a subi d'importantes déformations (voir les accidents et flexures de la fig. 10) mais dans des contextes tectoniques différents. Nous avons signalé que le système tectonique général de la bordure occidentale de l'Aïr correspond à un système initialement décrochant dextre, qui aurait peut-être déjà joué pendant le dépôt du Guézouman. Si l'on s'en tient aux sculs dépôts du Tarat et de l'Arlit, l'étude locale précédente a montré qu'à une période de distension (T1) ont succédé une période de compression (T1-2) et deux périodes de distension (T2; Unité d'Arlit). Les accidents méridiens mis en évidence à Arlit (cf. fig. 10) s'intègrent au schéma structural proposé par COGEMA (les accidents N20 sont figurés d'après Bigotte et Molinas [1974] et correspondent à nouveau à un système général dextre. Ce caractère dextre des mouvements décrochants hercyniens est également connu au Nord du Hoggar [J. Conrad, 1981]. Enfin, il semble que les antiformes et synformes dyssymétriques observées tant à Arlit que sur le « Quart de Brie » se sont structurées pendant les périodes de distension par un mécanisme de basculement appuyé sur des accidents antérieurs.

Le schéma paléogéographique régional proposé pour le Tarat (fig. 11) intègre les résultats obtenus à Arlit même, l'envahissement par la mer septentrionale du domaine ouest-flexure à la faveur des jeux normaux du linéament d'In Azawa, et l'hypothèse de l'existence d'îles-barrières nées de l'effet de la houle sur la discontinuité morphologique induite par cet accident. Ce schéma correspond en fait à la sous séquence 1T1, c'est-à-dire que nous sommes placés avant les déformations importantes qui se sont produites au cours du dépôt du Tarat. En ce qui concerne les séquences T1-2 et T2, il faut imaginer un domaine de sédimentation déformé et fragmenté par la tectonique, donc à relief plus accusé, parcouru par un réseau de chenaux moins étendu et à apports fluviaux moins abondants. L'analogie des caractères généraux du Tarat avec certaines données fournies par l'Actuel [Howard et Frey, 1975; Barwis et Hayes, 1979; Hubbard *et al.*, 1979] permet d'imaginer qu'aux estuaires mis en évidence à Arlit correspondaient une côte à influence tidale dominante et à marnages moyens.

Howard et Frey, étudiant les estuaires de Georgie (auxquels l'environnement du Tarat peut être comparé), remarquent que ceux dans lesquels le sable grossier domine correspondent aux estuaires majeurs à apports fluviaux importants, alors que ceux dans lesquels les structures sédimentaires sont essentiellement limitées aux flaser, wavy- et lenticular beddings sont soumis à l'influence de rivières

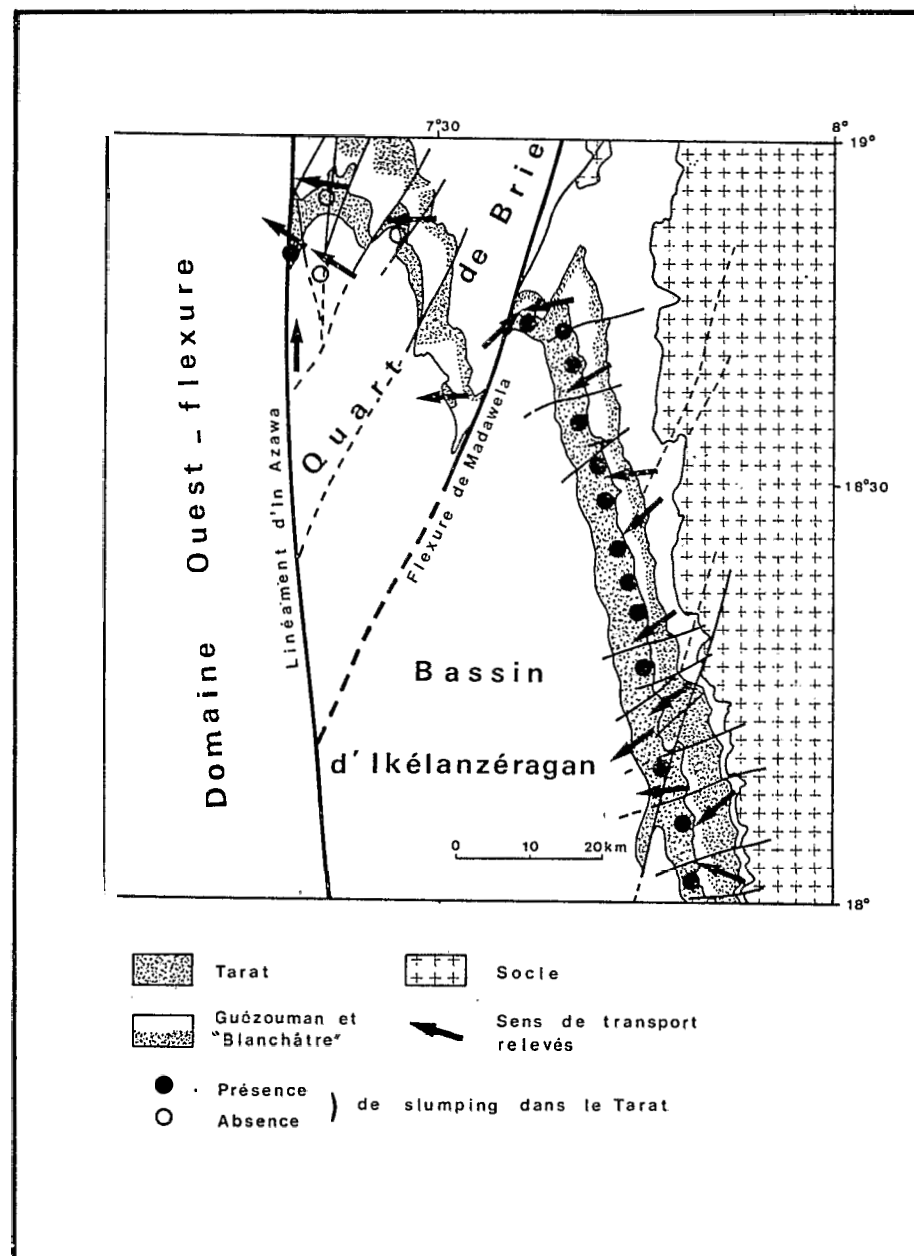


FIG. 10. — Les domaines paléogéographiques en bordure de l'Air [d'après Valsardieu, 1970].

FIG. 10. — Paleogeographic domains in the Air border [from Valsardieu, 1970].

de faible débit. Un lien similaire entre structures et texture d'une part, et débit estuarien d'autre part, a été perçu à Arlit, où les chenaux (resp. les sédiments) des étages E sont moins larges (resp. plus fins) que ceux des ensembles C/G-R-T de T1 ou T2. Par ailleurs, on constate que chacune des grandes séquences T1 ou T2 débute généralement par des unités gréseuses localement chenalissantes

et épaisses et se termine toujours (sauf érosion postérieure) par des sédiments argilo-gréseux d'étage T, et ce dans toute la région d'Arlit. Comme on ne peut faire intervenir l'hypothèse d'une migration latérale des chenaux et des rides sableuses géantes puisqu'elles disparaissent partout totalement en montant dans la série, on peut être conduit en suivant Howard et Frey à envisager à l'échelle

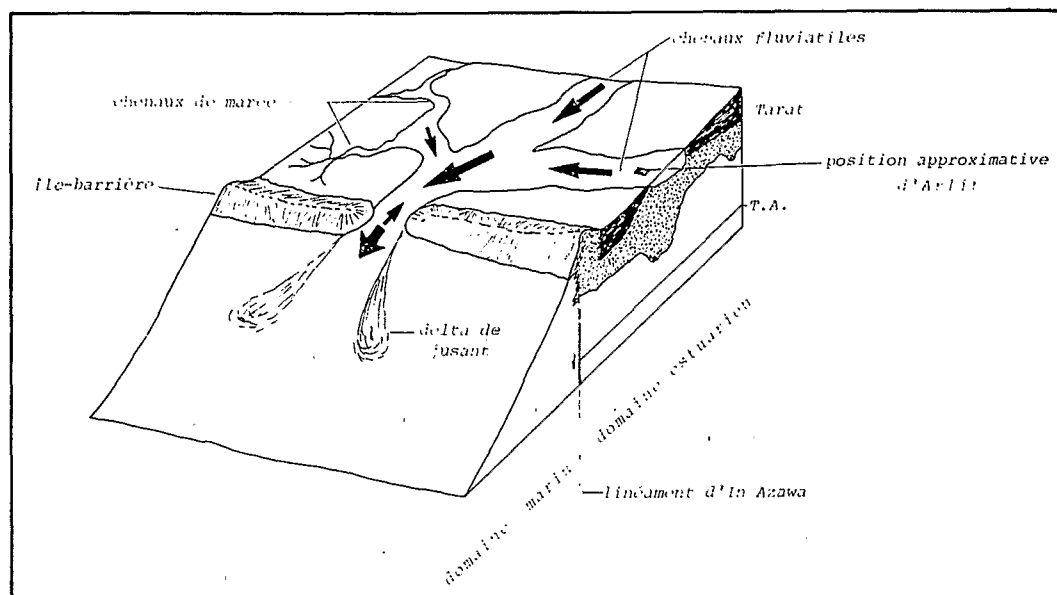


FIG. 11. — Modèle paléogéographique de la région d'Arlit.

FIG. 11. — Paleogeographical model of the Arlit area.

régionale une diminution globale du débit des cours d'eau, vraisemblablement d'origine climatique. On sait par ailleurs que les conditions sous lesquelles se sont développées les paléooltérations mises en évidence au sommet de T1, T1-2 et T2, et dans l'Unité d'Arlit, ont été imposées par un climat qui tendait sans doute de plus en plus vers l'aridité : confinements périodiques de surface pour T1 et T1-2, climat plutôt aride pour T2 et l'Unité d'Arlit. Enfin, les particularités des argilites de la partie sommitale de T2, décrites ci-dessus (dépôts d'argilites rouges et non plus vertes ni noires), indiquent que les apports détritiques végétaux ont cessé et que les caractères de l'altération continentale ont été modifiés, et suggèrent qu'on est passé dans les zones-sources de sols riches en matière organique à des sols oxydés. Ceci est encore cohérent avec l'hypothèse d'une tendance générale du climat vers l'aridité.

La série de Madawela, dont la formation sommitale est l'Unité d'Arlit, est surtout représentée, en dehors du « Quart de Bric », par une forte épaisseur d'arkoses et d'argilites. La discontinuité Tarat/Madawela est en rapport avec un enfouissement considérable du domaine ouest-flexure (sources COGEMA), et c'est dans ce fossé du Tim Mersoï, sans doute parcouru par un système fluvial dirigé vers le Nord, que se déposent ces sédiments argilo-arkosiques. Les mouvements tectoniques s'amenuisent, le fossé se comble et l'ensemble de la région est alors occupé par un paysage lacustre et/ou alluvial très plat, dans lequel se dépose l'Unité

d'Arlit. A la série d'Izegwand correspond un système fluvial globalement dirigé vers le Nord, encore canalisé par la zone relativement basse du Tim Mersoï [Valsardieu, 1970].

De la même manière que l'analyse des discontinuités et des séquences au sein de la formation de Tarat a conduit à distinguer des ensembles C/G-R-T (T1 et T2) et E (T1-2) interprétés comme des dépôts estuariens intervenus dans des contextes tectoniques différents et sous des conditions climatiques évolutives, une démarche analogue, appliquée aux formations dévono-carbonifères considérées à l'échelle régionale, permet d'aboutir à des résultats nouveaux. Les caractères spécifiques de ces formations, pour la plupart décrites dans la première partie de cette note, sont fictivement admis à la verticale d'Arlit et sont réunis sur le tableau I. Leur comparaison conduit à définir une *discontinuité absolument radicale* qui sépare les dépôts franchement continentaux (CI) des séries de Madawela (CII) et d'Izegwand (CI2) et les sédiments antérieurs (H). Cette discontinuité semble tout à fait être l'équivalent saharien de la discontinuité américaine Mississippien/Pennsylvanien. Elle oppose les sédiments d'âge cambrien à carbonifère moyen, qui témoignent de l'établissement assez régulier de conditions marines, aux dépôts du Continental intercalaire traditionnel (dans lequel doit être rangée la série de Madawela pour un certain nombre de raisons non explicitées ici).

Les formations antérieures à cette discontinuité principale correspondent au « cycle sédimentaire

	âge	ravinements + conglomérats	pédogenèse	matière organique continentale en grande quantité	discontinuités fondamentales	Tectonique
Série d'Izegwand	Permien					Fossé du Tim Mersoï
Unité d'Arlit (Madawela)	Westphalien ?					linéament normal
Séquence T2 du Tarat	passage Viséen- Namurien					distension linéament normal
Séquence T1 du Tarat	Viséen Supérieur					compression inéam.décr.dextr
Unité Tchinezog - Tarat						distension linéament normal
Mégaséquence du "Blanchâtre"						?
Mégaséquence du Guézouman						linéament écrochant dextre
Unité d'Akokan						
Argilites de Talak	Viséen inférieur					
Grès de Teragh						
Grès d'Amesgueur	Frasnien ?					
Schistes d'Akara	Emsien- Eifélien ?					

TABL. I. — Caractéristiques principales des dépôts dévono-carbonifères.

TABLE I. — Major characters of the Devono-Carboniferous deposits.

hercynien ». Bien qu'elles soient relativement variées, leurs caractères permettent de retenir trois discontinuités majeures, définissant donc les 4 superséquences H1, H2, H3 et H4 (cf. tab. I et fig. 2). Ces discontinuités font reposer des sédiments marins sur des sédiments argilo-gréseux au moins localement soumis à une paléoaaltération. Les superséquences ainsi définies sont organisées selon la succession-type : dépôts marins/chenalisations modérées / grès littoraux /chenalisations importantes liées à des mouvements tectoniques / grès grossiers passant à des argilites / altération. Ce modèle implicitement tectono-sédimentaire évoque une régression progressive mais saccadée succédant à une transgression rapide. Les superséquences H2, H3 et H4 représentées sur la figure 12 diffèrent sensiblement du découpage stratigraphique usuel (séries de Terada et de Tagora, cf. fig. 2). Leurs épaisseurs, considérées à Arlit, sont nettement décroissantes. Elles se sont déposées toutes les trois

au cours du Viséen supérieur, alors que H1 comprend des sédiments d'âge dévonien moyen à viséen inférieur. Cette évolution séquentielle décroissante en termes de durée et d'épaisseur est certainement à mettre en rapport avec une croissance en fréquence et en amplitude des mouvements épirogéniques hercyniens.

De plus, les unités supérieures argilo-gréseuses de ces superséquences (c'est-à-dire le Guézouman, T1 + T1-2, T2) sont riches en matière organique (et localement minéralisées en uranium et molybdène), à la différence des dépôts marins et littoraux sous-jacents. Cette matière organique fine d'origine continentale, qui apparaît brusquement dans la série après des discontinuités liées à des épisodes tectoniques, provient très vraisemblablement d'une érosion de sols humiques. Il est par conséquent possible de considérer ces superséquences comme des rythmes bio-rhexistatiques : aux dépôts marins inférieurs correspondent les périodes de biostase

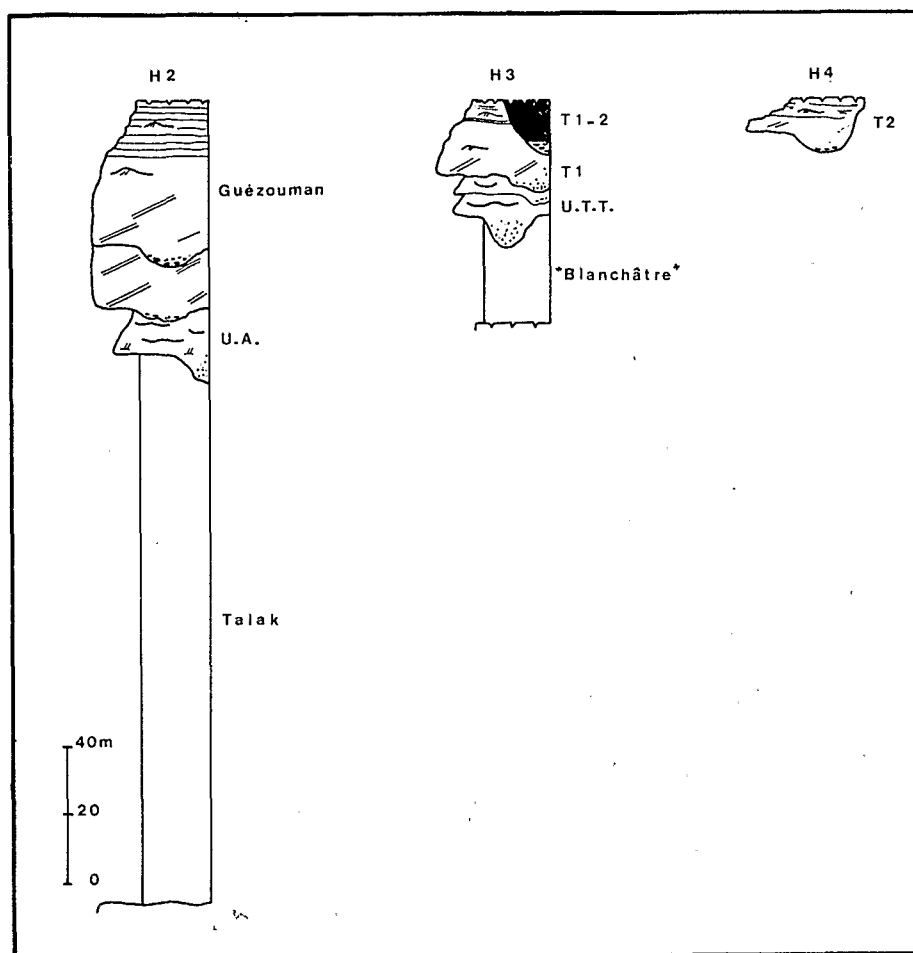


FIG. 12. — Les trois dernières super-séquences hercyniennes (cf. fig. 2).

FIG. 12. — Three last Hercynian supersequences (cf. fig. 2).

et aux dépôts argilo-gréseux supérieurs, les périodes de rhexistase. Celles-ci semblent ici essentiellement provoquées par la déstabilisation de l'équilibre géodynamique continental du fait des mouvements tectoniques. Par ailleurs le rôle de la dérive du climat vers l'aridité n'a certainement pas été négligeable. On note aussi que l'évolution climatique générale s'est globalement faite du froid (grès fluvioglaciers de Teragh) vers le chaud et sec (série d'Izegwand).

L'interprétation bio-rhexistase s'appuie en outre sur des observations réalisées à Arlit. En effet, le fait que le palynofaciès de T2 diffère sensiblement de celui de T1 + T1-2 (cf. fig. 3) signifie que la matière organique déposée dans T2 correspond à une végétation continentale renouvelée, car différente de celle qui l'a précédée, et confirme le bien-fondé de l'attribution de ces ensembles à deux superséquences bio-rhexistastiques distinctes par des méthodes uniquement séquentielles. Par ailleurs

un épuisement du stock végétal et une modification de la nature de la pédogenèse continentale ont été mis en évidence dans la partie sommitale de cette séquence T2.

Sempere [1981] souligne qu'une grande partie des minéralisations uranifères et des anomalies géochimiques d'Arlit est spatialement liée à des niveaux à argilites noires et notamment à la séquence T1-2. Il propose que l'uranium a d'abord été pré-concentré dans des sols humiques établis sur des aires continentales en grande partie recouvertes par des matériaux fertiles. Ces sols ont été érodés lors des périodes rhexistastiques et leur matériel particulier argilo-organique, auquel l'uranium est demeuré adsorbé, a été transporté par les cours d'eau puis piégé en milieu estuarien, notamment dans les « bouchons vaseux » de T1-2. Progressivement désorbé de ces argilites noires, le métal a connu diverses reconcentrations à proximité,



que les lessivages ultérieurs ont localement préservés.

## V. — CONCLUSIONS.

Les formations carbonifères antérieures à la discontinuité fondamentale Tarat/Arlit sont organisées en superséquences tectono-sédimentaires au caractère régressif saccadé. Ces superséquences biorhexistatiques se sont déposées sur un domaine progressivement fragmenté par des phénomènes tectoniques variés qui croissaient en fréquence et en intensité, et soumis à un climat successivement froid tempéré puis chaud. Pendant toute cette période, la présence permanente d'une mer septentrionale reste perceptible. Par contre les formations postérieures correspondent à des sédiments franchement continentaux déposés sous un climat aride.

A Arlit même, l'environnement d'estran attribué à l'Unité Tchinezog - Tarat est remplacé par un large environnement estuarien du fait des modifications paléogéographiques entraînées par des mouvements tectoniques en distension (première individualisation du fossé du Tim Mersoï). Le domaine de dépôt est cependant bouleversé par l'apparition de conditions compressives. Les sédiments de T1 sont altérés tandis que des chenaux

estuariens méandriformes fonctionnent épisodiquement (T1-2). Ceux-ci sont comblés par de grandes masses d'argilites noires, riches en matière organique continentale et altérées dans leur partie sommitale. Ainsi se termine la superséquence biorhexistatique H3. La réapparition des conditions distensives, marquée par un net enfoncement du fossé du Tim Mersoï, s'accompagne du dépôt de sédiments estuariens analogues à ceux de T1, mais qui témoignent d'une végétation continentale renouvelée (T2 = H4). La discontinuité fondamentale Tarat/Arlit correspond à un nouvel et énorme affaissement du fossé du Tim Mersoï, où se dépose la série fluviatile de Madawela tandis que la région d'Arlit évolue en zone exhaussée soumise à l'altération sous un climat aride. Puis l'Unité d'Arlit, lacustre et/ou alluviale, scelle le comblement carbonifère du fossé. Elle est ensuite ravinée et recouverte par la série fluviatile permienne d'Izegwand.

*Remerciements.* — Les auteurs remercient particulièrement la Direction des Mines de la République du Niger et la Société des Mines de l'Air, grâce à qui ce travail a été possible, ainsi que MM. M. Cazoulat et F. Chantret de COGEMA pour leur collaboration, et M. J.J. Chateaufort pour ses déterminations palynologiques.

## Références

- BARWIS J. H. et HAYES M. O. (1979). — Regional patterns of modern barrier island and tidal inlet deposits as applied to paleoenvironmental studies. *In* : Carboniferous depositional environments in the Appalachian region, J. C. FERM and J. C. HORNE ed., Carolina Coal Group Columbia South Carolina.
- BAUDET J. et BIZARD C. (1971). — Le gisement d'uranium d'Arlette (région d'Arlit, République du Niger). *Rev. Ind. Min.*, 53, p. 355-366.
- BEAUDOIN B. et FRIES G. (1982). — Filons gréseux sédimentaires, *per descensum*, dans un système de fractures ouvertes. Le cas de l'Albien de Bevens (Alpes-de-Haute-Provence). *C.R. Ac. Sc.*, Paris, II, 295, p. 385-387.
- BEUF S., BIJU-DUVAL B., CHARPAL O. de, ROGNON P., GARIEL O. et BENNACEF A. (1971). — Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. *Technip*, 464 p.
- BIGOTTE G. et MOLINAS E. (1974). — Les méthodes de prospection du C.E.A. au Niger et leurs résultats. *Rev. Ind. Min.*, 56, p. 2-16.
- BIGOTTE G. et OBELIANNE J. M. (1968). — Découverte de minéralisations uranifères au Niger. *Mineral Dep. (Berl.)*, 3, p. 317-333.
- BOSENCE D.W.J. (1973). — Facies relationships in a tidally influenced environment. *Geol. Mijnb.*, 52, p. 63-67.
- CABY R., BERTRAND J. M. et BLACK R. (1980). — Oceanic closure and continental collision in the Hoggar-Iforas Pan-African segment. *In* : 26° C.G.I., Paris.
- CONRAD J. (1981). — La part des déformations posthercyniennes et de la néotectonique dans la structuration du Sahara central algérien, un domaine relativement mobile de la plate-forme africaine. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, II, 292, p. 1053-1056.
- DE RAAF J. F. M. et BOERSMA J. R. (1971). — Tidal deposits and their sedimentary structures. *Geol. Mijnb.*, 50, p. 479-504.
- DONOVAN R. N. et FOSTER R. J. (1972). — Subaqueous shrinkage cracks from the Calthness Flagstone Series (Middle Devonian) of Northeast Scotland. *J. Sed. Petr.*, 42, p. 309-317.
- ERIKSSON K. A. (1977). — Tidal deposits from the Archean Moodies Group, Barbeton Mountain Land, South Africa. *Sedim. Geol.*, 18, p. 257-281.
- ESTEVOLE-CHOUX J. (1979). — Les minéraux argileux et les minéraux lourds des sédiments tertiaires du Massif Armoricain. The Northwest European Tertiary Basin, I.G.C.P. n° 124, n° 4.
- GLANGEAUD L. (1938). — Transport et sédimentation dans l'Estuaire et à l'embouchure de la Gironde. *Contr.*

- bution à l'étude pétrographique des sédiments fluviaux saumâtres et littoraux. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5<sup>e</sup> série, t. VIII, p. 599-631.  
*Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5<sup>e</sup> série, t. VIII, p. 599-631.
- GREER S. A. (1975). — Sandbody geometry and sedimentary facies at the estuary-marine transition zone, Ossabaw Sound, Georgia: a stratigraphic model. *Senck. Marit.*, 7, p. 105-136.
- GUIRAUD R., OUSMANE B. et ROBERT J. P. (1981). — Mise en évidence de déformations traduisant un raccourcissement dans le Mésozoïque de la périphérie de l'Air (Niger). *C.R. Ac. Sc.*, Paris, II, 292, p. 753-756.
- HARDER H. (1980). — Syntheses of glauconite at surface temperatures. *Clays and clay minerals*, 28, p. 217-222.
- HORNE J. C. (1979). — Estuarine deposits in the Carboniferous of the Pocahontas Basin. In: Carboniferous depositional environments in the Appalachian region, J. C. FERM & J. C. HORNE ed., University of South Carolina, Columbia.
- HOWARD J. D., ELDERS C. A. et HEINBOCKEL J. F. (1975). — Animal-sediment relationships in estuarine point-bar deposits, Ogeechee River - Ossabaw Sound, Georgia. *Senck. Marit.*, 7, p. 181-203.
- HOWARD J. D. et FREY R. W. (1975). — Regional animal-sediment characteristics of Georgia estuaries. *Senck. Marit.*, 7, p. 33-104.
- HUBBARD D. K., DERTEL G. et NUMMEDAL D. (1979). — The role of waves and tidal currents in the development of tidal-inlet sedimentary structures and sand-body geometry: examples from North Carolina, South Carolina and Georgia. *J. Sedim. Petr.*, 49, p. 1073-1092.
- JOULIA F. (1959). — Les séries primaires au Nord et au Nord-Ouest de l'Air (Sahara central). Discordances observées. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, p. 192-196.
- JOULIA F. (1963). — Carte géologique de reconnaissance de la bordure sédimentaire occidentale de l'Air, 1/500 000, B.R.G.M.
- JUNG J. (1954). — Les illites du bassin oligocène de Salins (Cantal). *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.*, 77, p. 1231-1249.
- KAHLE C. F. et FLOYD J. C. (1971). — Stratigraphic and environmental significance of sedimentary structures in Cayugan (Silurian) tidal flat carbonates, northwestern Ohio. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 82, p. 2071-2098.
- KARCHE J. P. et VACHETTE M. (1978). — Age et migration de l'activité magmatique dans les complexes paléozoïques du Niger. Conséquences. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. XX, p. 941-953.
- MARTIN J. M. (1977). — Le milieu estuarien. *La Recherche*, 8, n° 78, p. 425-434.
- MARTIN J. M. (1981). — Cycle des éléments chimiques en milieu estuarien. Symposium « Transition eaux douces - eaux salées », Ass. Sédim. Fr., Paris, (comm. orale).
- MILLOT G. (1964). — Géologie des argiles. Masson, Paris, 499 p.
- OBELLIANNE J. M. (1961). — Carte géologique 1/200 000 « Afasto ». C.E.A.
- PICARD M. D. et HIGH L. R. (1972). — Criteria for recognizing lacustrine rocks. In: Recognition of ancient sedimentary environments, J. K. RIGBY & W. K. HAMBLEN ed., *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, Tulsa, 16, p. 108-145.
- REINECK H. E. et WUNDERLICH F. (1968). — Die Entstehung von Schichten und Schichtenbanken in Watt. *Senck. Marit.*, 1(50), p. 85-106.
- RUHLAND M. (1973). — Méthode d'étude de la fracturation naturelle des roches associée à divers modèles structuraux. *Sc. Geol. Bull. Strasbourg*, 26, p. 91-113.
- SEMPERE Th. (1981). — Le contexte sédimentaire du gisement d'uranium d'Arlit (République du Niger). Th. Ing.-Doct., École des Mines de Paris, 382 p.
- SEMPERE Th. et BEAUDOIN B. (1982). — Sedimentary patterns of Arlit U-sandstones (Niger). XI<sup>e</sup> Cong. Int. Sedim. Abstract p. 20, Hamilton, Canada.
- VALSARDIEU G. (1970). — Cadres géologiques et paléogéographiques des minéralisations de charbon, de cuivre et d'uranium de la région d'Agadès (République du Niger). Th. Etat, Nice, 752 p.
- VAN STRAATEN L. M. J. U. (1954). — Sedimentology of recent tidal flat deposits and the psammites du Condroz (Devonian). *Geol. Mijnb.*, 16, n° 2, p. 25-46.